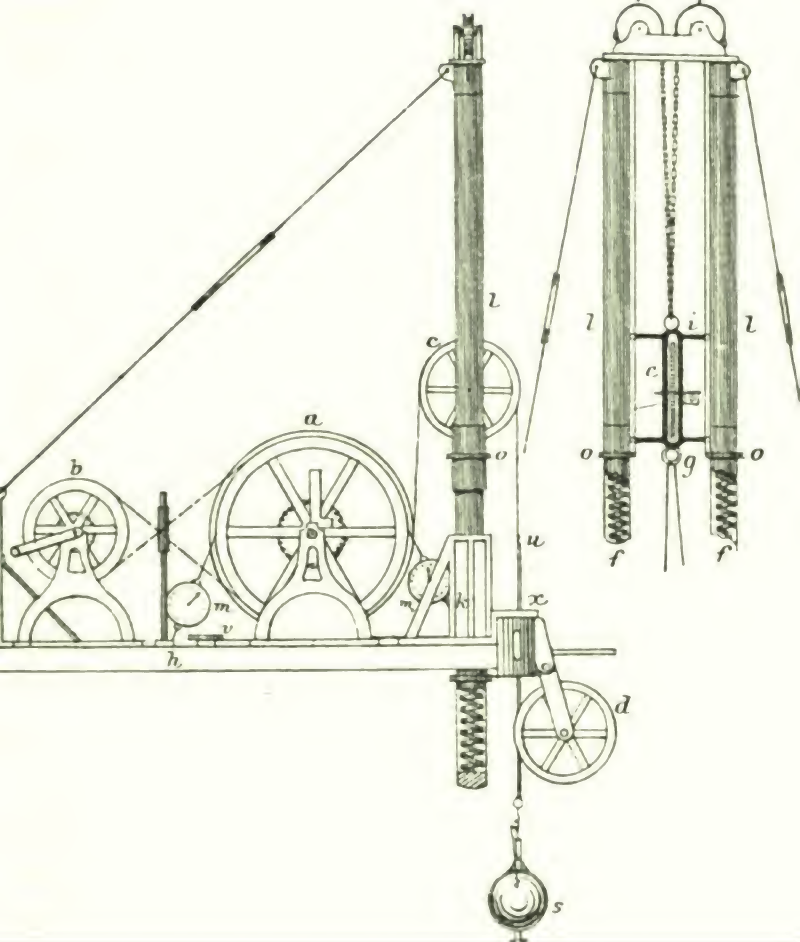


Handbuch der Ozeanographie und maritimen Meteorologie

Ferdinand Attlmayr

HANDBUCH

DER

OCEANOGRAPHIE

UND

MARITIMEN METEOROLOGIE.

IM AUFTRAGE DES K. K. REICHS-KRIEGS-MINISTERIUMS
(MARINE-SECTION)

VERFASST VON

DEN PROFESSOREN DER K. K. MARINE-AKADEMIE

FERDINAND ATTLMAYR,

K. K. REGIERUNGSRATH UND EHEMALIGEM K. K. CORVETTEN-KAPITÄN,

DR. JOSEF KÖTTSTORFER, JOSEF LUKSCH, ERNST MAYER,

DR. PETER SALCHER UND JULIUS WOLF.

MIT 12 LITHOGRAPHIRTEN TAFELN UND 84 IN DEN TEXT GEDRUCKTEN FIGUREN.

I. BAND.

WIEN, 1883.

AUS DER KAISERLICH-KÖNIGLICHEN HOF- UND STAATSDRUCKEREI.

Vorwort.

Der Zweck, welchem das vorliegende Werk dienen soll, ist: dem Seeofficier einen Behelf für das Studium zweier hochwichtiger Zweige der maritimen Wissenschaften — der Oceanographie und maritimen Meteorologie — abzugeben, indem in allgemeinen Zügen die bisher gewonnenen Ergebnisse der einschlägigen Forschungen vorgeführt werden. Eben dadurch soll es aber auch den Leser zu eigener Arbeit anregen. Es ist daher dieses Werk zugleich als ein Versuch aufzufassen, welcher in der Absicht unternommen ward, um in der k. k. Kriegsmarine Bestrebungen in den fraglichen Richtungen — zwar nicht erst wachzurufen — doch zu fördern und um einer Thätigkeit, welche — der Marine und dem Staate zur Ehre gereichend — der Wissenschaft und dem Seeverkehr nur Vortheile bringen kann, einen ausgedehnten Kreis activer Theilnehmer zuzuführen.

Den Kriegsmarinen als Staats-Instituten kommt es vor allem zu, die Wissenschaften zu pflegen, welche die Erforschung der oceanischen Gewässer und der meteorologischen Verhältnisse über denselben zum Gegenstande haben. Es ist dies eine Aufgabe, so groß, wie das Feld, dem sie gilt, eine Aufgabe, welche an und für sich schon den Kriegsmarinen eine Stellung anweist. die sie als Anstalten von hoher Bedeutung im staatlichen Organismus erscheinen lässt. Nicht allein einen kriegerischen Beruf zu erfüllen liegt ihnen ob; auch Culturmissionen gehören zu den Pflichten, welche ihnen im Völkerleben übertragen worden sind. — Unter diesen Missionen steht aber — weil im gemeinsamen Interesse der civilisirten Nationen gelegen — obenan: Die Förderung alles dessen, was die oceanographischen Kenntnisse zu erweitern, dem Weltverkehr zu nützen geeignet ist.

Die Verfolgung so großer cultureller Aufgaben muss zugleich als ein Mittel mehr anerkannt werden, um selbst in langen Friedenszeiten die geistige Regsamkeit im Seecorps auf einer hohen Stufe zu erhalten. Zudem dürfte zu beachten sein, dass eine Verbindung zwischen manchen maritimen Wissenszweigen, welche hier in Betracht kommen, mit dem militärischen Berufe der Kriegsmarinen besteht; denn das Meer ist ja das Operationsfeld der Kriegsflotten. Was die Erweiterung der Kenntnisse der den Verkehr auf demselben bestimmenden Factoren zum Ziele hat, fördert daher auch einen militärischen Zweck.

In voller Würdigung der Wichtigkeit, welche die Oceanographie und maritime Meteorologie für den Seeofficier besitzen, und in der Erkenntnis, dass ein Werk, welches den heutigen Stand dieser Wissenschaften zur Darstellung bringt, mit Rücksicht auf den Unterricht in der k. k. Marine-Akademie als ein Bedürfnis erscheint, hat das k. k. Reichs-Kriegs-Ministerium (Marine-Section) die diesem Werke vorangegangenen Programme genehmigt, die Verfassung, seinerzeitige Drucklegung und Veröffentlichung unter dem Namen und unter der wissenschaftlichen Verantwortlichkeit der Autoren angeordnet.

Ob den Verfassern eine befriedigende Lösung der vorliegenden Aufgabe gelungen, ob sie hinsichtlich der Auswahl und des Ausmaßes des Stoffes, sowie bezüglich der Form der Wiedergabe das Richtige getroffen, — hierüber werden die Fachmänner urtheilen. Möge die gute Absicht, welche die Verfasser zur Arbeit drängte, nicht ganz unberücksichtigt bleiben.

Thatsächlich ist es in Anbetracht der Größe des Materiales und des unfertigen Standes der Oceanographie und Meteorologie gewiss ein bedenkliches Unternehmen, ein Werk mit Tendenzen, wie das vorliegende, zu Stande bringen zu wollen, zumal dann, wenn anderweitige und nothwendig zu erfüllende dienstliche Obliegenheiten die Zeit der Arbeit beengen und die Behelfe zu derselben nicht unmittelbar, nicht in wünschenswerter Reichhaltigkeit, nicht jederzeit und in völlig freier Wahl zur Hand sein können, während gleichzeitig mancherlei schwer wiegende Umstände ein baldiges Erscheinen des Werkes

dringlich machten. — Mögen die besagten Umstände eine nachsichtige Beurtheilung erhoffen lassen.

In Bezug auf Form und Inhalt des Werkes — bei dessen Verfassung Vorkenntnisse in einem Umfange, wie sie die Schüler der höheren Jahrgänge der k. k. Marine-Akademie besitzen, vorausgesetzt wurden — glaubt man sich auf nachstehende sachliche Bemerkungen beschränken zu dürfen.

Was die Gliederung des Werkes anbelangt, so mag dieselbe im allgemeinen wie im Detail kaum einer besonderen Erläuterung bedürfen.

Da es sich im vorliegenden Falle um eine Theilung der Arbeit handelte, so musste dieser Umstand auch die Gliederung des Werkes beeinflussen, da individuellen Dispositionen naturgemäß Rechnung zu tragen war.

Die allgemeinen Lehren der Meteorologie, speciell jene, welche für den maritimen Beobachter und Forscher von Wichtigkeit sind, an der Spitze des meteorologischen Theiles als eigenen Abschnitt einzufügen, erschien eben in Anbetracht der Bestimmung dieses Werkes als „Handbuch für die Seeofficiere“ angezeigt und zweckdienlich.

Die Theile der Oceanographie und Meteorologie, welche in näherer Beziehung zur Schiffahrt stehen, wurden, insoweit dies in einem Buche geschehen konnte, welches so vieles in sich schließen soll, entsprechend berücksichtigt.

Der „Vertheilung der Winde auf der Erdoberfläche“ erscheint im Verhältnis zu den „Meeresströmungen“ weniger Raum zugewiesen. Dies hat seine Ursache darin, dass im III. Theile des Werkes, welcher die „Seewege“ zum Gegenstande hat, der Winde als in erster Linie stehender Factoren abermals und zum Theil eingehend Erwähnung geschehen musste, während man die anderweitigen, nicht im gleichen Maße hervortretenden, auf die Navigation Einfluss nehmenden Momente bei Behandlung der Routen nicht nochmals oder, wo deren Erwähnung nicht wohl zu vermeiden war, nicht ausführlich anführen konnte, ohne den vorbesagten Theil zu sehr zu erweitern.

In der Natur der Sache liegt es übrigens, dass Wiederholungen nicht nur im dritten Theile, sondern auch anderwärts nicht ganz

vermeidlich waren, da der Zusammenhang mancher Darstellungen ein Zurückgreifen auf bereits Besprochenes kaum umgehen lässt.

Die Quellen, aus denen geschöpft worden, finden sich an den entsprechenden Stellen des Werkes angeführt. Hiemit sind dem Seeofficier auch die Andeutungen gegeben, wo er sich die näheren Informationen zu verschaffen vermag. Man kann jedoch nicht umhin, der „Annalen der Hydrographie und maritimen Meteorologie" des hydrographischen Amtes der kaiserlich-deutschen Admiralität, redigirt von Dr. G. v. Boguslawski, speciell zu erwähnen. Sie bilden eine reiche Fundgrube der Belehrung für den Seemann nach jeder Richtung des weiten Gebietes, über welches sich die Mittheilungen dieser Druckschrift erstrecken.

Dem am Beginn des Vorwortes ausgesprochenen Zwecke dieses Werkes gemäß, war man bestrebt, das aus den vorgelegenen Quellen Geschöpfte möglichst getreu wiederzugeben; deshalb vermied man es auch in einzelnen Gebieten über getheilte Meinungen bestimmt zu entscheiden oder eigene Ansichten in den Vordergrund zu stellen.

Was die in dem Werke vorkommenden Maße betrifft, so ward das Meter-System gewählt, weil dasselbe ohnehin das jetzt in der Österreichisch-Ungarischen Monarchie gesetzlich vorgeschriebene ist, und weil es überdies, zumal in wissenschaftlichen Werken, als das meist verbreitete erscheint.

In allen neueren deutschen Werken und Karten werden die Höhen ausschließlich und die Tiefen häufig nach Metern angegeben. Man glaubte in der fraglichen Richtung Gleichheit anstreben zu sollen.

Englische Faden (1 Fd. = 1·829 M.) wurden nur dann angewendet, wenn es sich um Angaben handelte, welche für den Seemann und die Navigation von besonderem Belange sein mögen. Hiebei wurde jedoch nicht unterlassen, neben der Anzahl Faden jene in Meter zu setzen. Wenn von Meilen die Rede ist, so sind dies Seemeilen (1 Seemeile = 1852 M.). Ist eine andere Meile gemeint, so wurde dies immer speciell angeführt.

Die geographischen Längen zählen durchaus vom Meridian von Greenwich.

Eine Ausnahme macht nur die Tafel III der Isorachien um England, welche, wie im Originale, nach dem Pariser Meridian graduirt ist.

Die Temperaturen sind nach der Scala Celsius angegeben; wo Angaben nach einer anderen Scala vorkommen, sind die nach Celsius umgerechneten beigefügt.

Es muss übrigens als allgemeine Bemerkung angeführt werden, dass bei wortgetreuen Citaten die dort enthaltenen Zahlen selbstverständlich ungeändert gebracht wurden, dass auch an solchen Stellen, die oben angegebenen allgemeinen Einführungen nicht eingehalten werden konnten.

Was die Karten anbelangt, sei bemerkt, dass auf dem rechten respective linken Rand der vier Tafeln *A*, *B*, *C* und *D* sich Theile des Erdumfanges deshalb wiederholen, um die drei großen Oceangebiete ungetrennt zur Anschauung zu bringen. Nach Nord und Süd reichen die Karten ungefähr so weit, als die oceanischen Forschungen gehen.

In den Tafeln *B*, *C*, *D* und in der Tafel VI wurden Darstellungsweisen adoptirt, welche von den bisher häufig oder allgemein üblichen in manchen abweichen dürften.

Die in Tafel *B* erfolgte Art, die Meeresströmungen zu veranschaulichen, ward gewählt, weil diese Methode es vielleicht eher ermöglicht, ein den thatsächlichen Verhältnissen näher kommendes Bild der Strömungen, zumal an deren äußeren Grenzen, zu geben. — Die Unterströme wurden in etwas ausgedehnterem Maße, als gewöhnlich der Fall zu sein pflegt, durch einzelne Pfeile in der Tafel der Strömungen berücksichtigt.

In der Tafel *C* — der Karte der Vertheilung des Luftdruckes und der Winde — wurde die Darstellung der beiden Extreme — Jänner und Juli — vereinigt, um eine unmittelbare Vergleichung zu gestatten. In dieser Tafel finden sich überdies Namen sturmartiger Winde eingetragen, welche eben unter besonderen Bezeichnungen bekannt sind. Es sollten hiemit die Regionen markirt werden, denen sie eigenthümlich sind, ohne dass zugleich deren Richtung angegeben wurde, da eine solche Angabe im Hinblick auf die hier gewählte, oben motivirte

Darstellungsweise zu unrichtigen Auffassungen Veranlassung bieten könnte. Dasselbe Princip der Darstellung, wie bei der Windkarte, ward auch beim Entwurfe der Isothermen-Karte VI festgehalten.

Die Sturmkarte (Tafel *D*) enthält eine Zusammenstellung von Cyklonen-Bahnen in der Weise, um die Regionen, wo Cyclonen häufiger sich ereignen, alsbald zu erkennen und die Bahnrichtungen zu ersehen, welche in verschiedenen Gebieten vorgekommen sind. Es wurde aber unterlassen, die Gebiete, welche sich durch die Häufigkeit der Orkane auszeichnen, abzugrenzen, um nicht irre zu leiten und in Sicherheit zu wiegen.

In der Tafel I finden sich zur Vervollständigung des Abschnittes I einige wichtigere Forschungsreisen eingetragen, und sind auf derselben außerdem die Grenzen der Oceane, und zwar in den südlichen Meeresgebieten die officiellen englischen, sonst aber jene nach den Angaben von Dr. Otto Krümmel verzeichnet.

Nähere Angaben betreffs der Karten sind, insoweit solche nothwendig oder zweckmäßig erschienen, bei den einzelnen Abschnitten eingeschaltet, zu welchen sie gehören.

Die Einfügung der Tafeln IV und V mit Abbildungen der Thiere der Tiefsee und der wichtigsten Leuchtthiere, schien zweckentsprechend und dürfte dem Leser nicht unwillkommen sein.

Es muss endlich bemerkt werden, dass bei dem Umstande, als die Herstellung des Druckes der Karten und des Textes viel Zeit erforderte, die während dieses Intervalles ausgeführten Untersuchungen und deren Ergebnisse leider nur theilweise oder gar nicht mehr aufgenommen werden konnten. Trotzdem nahm der Umfang während des Druckes noch so erheblich zu, dass man sich in letzter Stunde genöthigt sah, das Werk in zwei Bände zu zerlegen, damit die Benützung nicht umbequem werde.

Man kann das Vorwort nicht schließen, ohne früher der angenehmen Pflicht nachgekommen zu sein, dem Vorstand der k. k. Marine-Bibliothek, Herrn Hydrograph Wenzel Paradeiser, und dem Herrn Linienschiffs-Lieutenant Carl v. Bermann für die Unterstützung, welche ersterer bei der Beschaffung des Quellen-Materials, letzterer durch

wertvolle Bemerkungen, besonders zu den die Navigation nächst berührenden Partien des Werkes, dem Unternehmen angedeihen ließen, bestens zu danken.

In gleicher Weise wird dem Abtheilungsleiter des k. k. militär-geographischen Instituts, Herrn Rudolf Maschek, für das bereitwillige Entgegenkommen, für die viele Mühe und Sorgfalt bei Ausführung der sämmtlichen lithographischen Tafeln der beste Dank ausgesprochen. Ebenso fühlt man sich bemüssigt, der Leistungen der k. k. Hof- und Staatsdruckerei dankend zu erwähnen.

Attlmayr.

Inhalt.

I. Theil.

I. Abschnitt.

Kurzer Rückblick auf die Entwicklung der oceanographischen Messungen.

Von

Ernst Mayer.

II. Abschnitt.

Die oceanographischen Instrumente und der Vorgang bei deren Anwendung.

Von

Ernst Mayer.

III. Abschnitt.

Horizontale Gliederung des Meeresbeckens.

Von

Josef Luksch.

IV. Abschnitt.

Das Becken des Oceans.

Von

Ernst Mayer.

V. Abschnitt.

Chemische Beschaffenheit des Meerwassers.

Von

Dr. Josef Köttstorfer.

VI. Abschnitt.

Die physikalischen Verhältnisse der Meere.

Von

Josef Luksch und Julius Wolf.

VII. Abschnitt.

Die Wellen des Meeres.

Von

Josef Luksch und Julius Wolf.

VIII. Abschnitt.

Die Meeresströmungen.

Von

Ferdinand Attlmayr und Ernst Mayer.

IX. Abschnitt.

Das Leben im Meere.

Von

Dr. Josef Köttstorfer.

II. Theil.

X. Abschnitt.

Die Elemente der Meteorologie.[1]

Von

Dr. Peter Salcher.

---

[1] Die Abschnitte X, XI und XII, welche den II. und III. Theil des Werkes bilden, sind im II. Band enthalten, in welchem auch das detaillirte Inhaltsverzeichnis dieser Partien angegeben ist.

XI. Abschnitt.

Maritime Meteorologie.[1]

Von

Ferdinand Attlmayr.

III. Theil.

XII. Abschnitt.

Transoceanische Routen.[1]

Von

Ferdinand Attlmayr.

Die Karten und Figuren im Texte

von

Ernst Mayer.

---

[1] Die Abschnitte X, XI und XII, welche den II. und III. Theil des Werkes bilden, sind im II. Band enthalten, in welchem auch das detaillirte Inhaltsverzeichnis dieser Partien angegeben ist.

I. Theil.

Physiographie des Meeres.

I. Abschnitt.

Kurzer Rückblick auf die Entwicklung der oceanographischen Messungen.

Die Zeit vor Anwendung der See-Thermometer.

1. Die Erforschung der physikalischen Verhältnisse des Meeres wird erst in der neuesten Zeit mit Genauigkeit und Umsicht betrieben. Dies muss immerhin etwas auffällig erscheinen, da die meisten oceanischen Erscheinungen dem Auge des Beobachters sich eher aufdrängen, als entziehen. Seit undenklichen Zeiten holen die Uferbewohner ihre Nahrung aus dem Meere, und seit manchem Jahrtausend werden die kostbarsten Güter von einem Gestade zum anderen verschifft. Dabei musste den Seeleuten, welche stets ein offenes Auge und einen regen Sinn für Naturerscheinungen besaßen, die Farbe und der Geschmack des Meerwassers, sowie das reiche und mannigfaltige animalische Leben in demselben auffallen, und ebenso konnten ihnen auch noch andere Vorgänge im Ocean, namentlich die verschiedenartigen Bewegungen des Meerwassers, nicht entgehen. Es wäre nicht wohl möglich gewesen, den Wellenschlag, die Ebbe und Flut, sowie die Meeresströmungen, welch' letztere die Schiffe bei Windstille aufschwaien und allerlei Treibobjecte, wie von einer unsichtbaren Kraft gezogen, vor jedem wachsamen Auge vorbeiführen, zu übersehen.

Und in der That, schon Plinius und Pytheas erwähnen der Ebbe und Flut mit dem Bemerken, dass sich dieselbe nach dem Stande der Sonne und des Mondes richte. Herodot bespricht dieses Phänomen im Rothen Meere und Strabo, wie es in Cadix beobachtet wurde.

Von den Meeresströmungen ist ebenfalls bekannt, dass sie sehr frühzeitig wahrgenommen wurden; bereits Aristoteles befasste sich mit der Erklärung derselben. Ja, von manchen Schriftstellern wird sogar behauptet, dass derselbe aus Kummer darüber gestorben sei, weil es ihm nicht gelang, die Ursachen zur Strömung in der Straße von Negroponte aufzufinden.

Auch gab man sich von den ältesten Zeiten an viel Mühe, den Ursprung des Salzes im Meere zu erklären. Aristoteles, und nach diesem die Scholastiker, meinten, die aus dem Meere aufsteigenden Dünste würden durch die Einwirkung der Sonne dergestalt modificirt, dass sie nach ihrem Rückfall dem Seewasser die bitteren und salzigen Bestandtheile verleihen. Nachdem diese Hypothese unhaltbar geworden war, vermuthete man auf dem Grunde der Meere große Steinsalz-Lager, oder nahm wohl auch an, dass die Flüsse allmälig dem Meere seine Salze zuführten. Dabei war man mitunter nicht abgeneigt, den bitteren Geschmack des Seewassers Erdharzen zuzuschreiben, welche der Ocean vom Lande her aufgenommen haben sollte.

Wenn nun schon die hervorstehendsten Phänomene des Oceans sehr frühzeitig bekannt waren, wenn man sich auch mitunter bemühte, die beobachteten Erscheinungen zu erklären, ja wenn wir auch in der Lage sind, selbst aus dieser Zeit von einzelnen Nutzanwendungen, die aus den Eigenschaften des Meerwassers gezogen wurden, zu berichten, so steht es andererseits fest, dass man sich meistentheils doch nur mit der einfachen Wahrnehmung der Erscheinungen begnügte, und nur jenes anerkannte, was man ohne weiteres mit den Augen sehen und mit den Händen greifen konnte. Aus diesem Grunde blieben alle jene Eigenthümlichkeiten des Meeres, die nur durch systematische Beobachtung und durch wirkliche Messungen eruirt werden konnten, der Menschheit auch so lange verborgen. So beruhte die Vorstellung der Alten über die Tiefen des Oceans und über die Topographie des Meeresbodens zum größten Theile nur auf Vermuthungen, weil zur Ermittlung der Tiefen und der Boden-Formation die bloße Augenscheinnahme nicht mehr ausreichte. Die Angaben Plutarchs und Kleurodes, nach welchen die Höhen der Berge den Tiefen der Meere gleich kamen, und 10 bis 15 Stadien betrugen, waren ganz willkürliche Schätzungen. Für uns haben solche Behauptungen aber immerhin einen historischen Wert, insoferne sie zeigen, welche Vorstellung über diesen Zweig der Oceanographie damals geläufig war.

Noch schwankender als über die Tiefen war das Wissen über die Temperatur-Verhältnisse der oceanischen Gewässer, was schon aus dem hervorgeht, dass man vielfach meinte, das Meer werde durch Stürme erwärmt.

Aber selbst dann, als man mit mehr oder weniger geregelten Beobachtungen und Messungen begann, schritt der Ausbau und die Entwicklung der Oceanographie nur sehr langsam vorwärts, da man die Schwierigkeit der Aufschließung aller Eigenthümlichkeiten des weiten

Oceans erst successive — bei den Messungen selbst — zu erkennen und zu würdigen begann.

Wenn wir übrigens berücksichtigen, dass die Special-Forschung überhaupt erst an Umfang und Interesse gewann, nachdem die Hauptentdeckungen der Erde vollbracht waren, wenn wir weiters bedenken, dass in früherer Zeit eine zwingende Nothwendigkeit zur Erforschung des „blauen Wassers“ nicht vorlag, und erwägen, dass auch die der Oceanographie dienstbaren Wissenschaften noch unentwickelt waren; wenn wir uns schließlich noch die großen Kosten, sowie die bedeutenden Schwierigkeiten solcher Messungen vor Augen halten, so erscheint die Thatsache, dass die oceanographischen Verhältnisse und unter diesen ganz besonders jene der Tiefen so lange in Dunkel gehüllt waren, kaum mehr befremdend.

2. Unter den oceanographischen Messungen muss die Ermittlung der Tiefen des Meeres entschieden als die älteste bezeichnet werden; denn wenn auch die verlässliche Bestimmung großer und der größten Meerestiefen als eine Errungenschaft der jüngsten Zeit angesehen werden soll, so reichen nichtsdestoweniger die Versuche zu Tiefenmessungen überhaupt in das höchste Alter zurück. Das Bestimmen der für den praktischen Schiffsverkehr absolut nöthigen Meerestiefen längs der Küsten, ist bestimmt älter als das Höhenmessen,[1] ja ist ohne Zweifel ebenso alt, als die Schiffahrt selbst, da sich diese ohne Lothungen nahezu gar nicht bewerkstelligen ließ. Dies muss ganz besonders für eine Zeit gelten, in welcher die Hilfsmittel der Schiffahrts-Kunde völlig in der Kindheit lagen. Zudem wissen wir ganz bestimmt, dass alle Seefahrer, namentlich aber jene der großen Entdeckungszeit, das Loth stets im Wasser hielten, sobald sie Land vermutheten oder sich sonst in Sicht der Küste befanden. Da aber die Erforschung der großen Meerestiefen für die praktische Seefahrt keinen besonderen Wert haben konnte, so begegnen wir jenen Versuchen, bei welchen das die Tiefen erforschende Loth an solchen Stellen des Oceans versenkt wurde, die der Küste ferne und der Schiffahrt nicht gefährlich waren, erst in verhältnismäßig später Zeit.

Das Ende des Mittelalters, welches den Keim so vieler neuer Ideen barg, das geographische Wissen so unendlich bereicherte, die Schiffahrt zu einer bis dahin ungekannten Blüte und Vollkommenheit

---

[1] Bereits Thales und Dikaearchos bestimmten die Höhe der Berge auf geometrischem Wege. Man sehe Dr. H. Suter: Geschichte der mathematischen Wissenschaften. Zürich. 1873—1875.

brachte, erfüllte die großen Seefahrer auch mit dem Drange nach Aufklärung über jene Geheimnisse der Natur, welche ihnen und ihrem Berufe so nahe lagen. Thatsächlich finden wir gerade zu dieser Zeit die ersten bestimmten Versuche, bei welchen es galt, die Tiefe des Meeres in hoher See zu messen, ein Vorhaben, das natürlich mit den damaligen höchstens 200 bis 400 Meter langen Lothleinen nicht gelingen konnte. So versuchte Magellan während seiner Erdumseglung im Stillen Ocean zu lothen, als er sich zwischen den von ihm gesichteten Inseln San Pablo (25. Jänner 1521) und de los Tiburones (4. Februar 1521) befand.[1] Weiters wissen wir nach den Aufzeichnungen von Hakluyt, dass Master Thomas Cavendish von seiner Weltumseglung (1586 bis 1588) nicht nur mit reicher Beute an Gold und Silber, sondern auch mit zahlreichen Tiefenbestimmungen heimkehrte.[2]

Auch der Beschaffenheit des Meeresgrundes wurde schon frühzeitig eine gewisse Aufmerksamkeit zugewendet, denn wir finden bereits auf den ältesten eigentlichen Seekarten, das sind die Compasskarten, welche schon um die Mitte des 13. Jahrhunderts oder noch früher entstanden, Kreuzchen und Punkte, als die üblichen Zeichen für gefährliche Riffe und Bänke, eingetragen.[3]

3. Neben den Tiefen und gefährlichen Meeresgründen hatten die großen Entdecker ihr Augenmerk auf die Meeresströmungen gerichtet, deren Vor- und Nachtheile für die Schiffahrt ihrem scharfen Beobachtungssinne keineswegs entgangen waren. Selbst zu Anfang des 13. Jahrhunderts sind Seefahrten, welche die Strömungen erschwerten, gerne vermieden worden. Marco Polo erfuhr bereits von den arabischen Schiffern, dass es wegen der Strömungen sehr schwer fällt, eine Fahrt nach Madagascar und zurück zu machen.

Eine weit höhere Bedeutung gewannen die Meeresströmungen am Ende des Mittelalters, als man beabsichtigte, in die Einöde des geheimnisvollen Oceans vorzudringen; nachdem nämlich die wichtigen neuen

---

[1] In dem: Raccolto già da M. Gio. Battista Ramvsio 1563, I., p. 355, heißt es: „le quali sono lontane l'vna dall' altra circa ducento leghe appresso li liti delle quali e grandissimo fondo di mare, & vi si veggono assai pesci Tiburoni.“

[2] J. G. Kohl. Geschichte der Entdeckungen und Schiffahrten zur Magellan-Straße. Berlin, 1877.

[3] Vgl. Atlas des Andrea Bianco, 1436. Original in der Marcusbibliothek in Venedig. Photogr. Facs. von Münster. — J. G. Kohl. Die zwei ältesten Generalkarten von Amerika. Weimar, 1860. — Er. Mayer. Die Entwicklung der Seekarten. Wien, 1877. — Dr. Thob. Fischer. Ueber italienische Seekarten und Kartographen des Mittelalters. In der Zeitschrift der Gesellschaft für Erdkunde in Berlin, XVII, 1882.

Entdeckungsfahrten thatsächlich eingeleitet waren. Die Treibobjecte der Atlantischen Strömungen bestärkten nicht allein Columbus selbst in seiner Ansicht über den westlichen Seeweg nach Indien, sondern lieferten ihm auch gleichzeitig ein kräftiges Argument, um die Einwendungen seiner Gegner zu widerlegen. Columbus hat später auf seinen Reisen wiederholt Meeresströmungen beobachtet, dieselben mehr oder weniger eingehend beschrieben und sie auch zu erklären versucht.[1]

Die Cabots nahmen die westlichen Ausläufer des Golf-Stromes an verschiedenen Stellen der Nordamerikanischen Küste wahr und Cabral machte schon in bestimmterer Form auf den Aequatorial-Strom aufmerksam, nachdem er, durch denselben von seinem Wege nach Ostindien abgetrieben, zum glücklichen Entdecker der Brasilianischen Küste wurde. Aber nicht nur an dieser Stelle, sondern auch an anderen Orten des Atlantischen Oceans, und ganz besonders im Westindischen Inselgebiete und Caraiben-Meere, haben die Meeresströmungen einen bedeutenden Einfluss auf den Fortgang der Entdeckungen des Küstensaumes der Neuen Welt genommen. Peter Martyr, der zur Zeit der großen Entdeckungen die Wahrnehmungen der Seeleute sammelte, spricht wiederholt von der beobachteten Bewegung der Gewässer im Ocean, sowie von ihrer hemmenden oder fördernden Einwirkung auf das Vordringen der spanischen Entdeckungsschiffe im Caraibischen Meere.[2] Ueber die Existenz des Florida-Stromes war bereits Anghiera zu Anfang des 16. Jahrhundertes unterrichtet.[3] Der erste Seemann, welcher den Florida-Strom zur Fahrt aus dem Golfe von Mexico nach Europa benützte, dürfte Antonio de Alaminos, ein Obersteuermann des Ferd. Cortez, gewesen sein, welcher im Jahre 1519 auf diesem Wege die Nachricht der ersten Erfolge des Eroberers von Mexico nach Spanien brachte. Und A. v. Humboldt sagt, dass der Peruanische (auch Humboldt-) Strom schon 300 Jahre vor ihm allen Fischerjungen von Chili bis Payta bekannt gewesen sei.[4]

Die Mittel, um die Richtung und Geschwindigkeit der Strömungen zu bestimmen, waren freilich noch äußerst mangelhaft, denn man musste sich mit der Constatirung des ungefähren Gesammteinflusses der Strömung begnügen. Aber auch dieser konnte nur dann

---

[1] A. v. Humboldt. Kritische Untersuchungen etc., II., p. 68 etc.

[2] G. Kohl. Geschichte des Golf-Stromes etc. Bremen, 1868, p. 38.

[3] Anghiera. De rebus oceanicis et orbe novo. Bat. 1523, Dec. III, Lib. VI, p. 57. G. Leipoldt. Osc. Peschels, Phys. Erdkd., VIII, p. 60.

[4] Briefwechsel A. v. Humboldts mit Heinrich Berghaus. Leipzig, 1863, Bd. II, p. 284.

festgestellt werden, wenn man die geographische Lage des Abfahrts- und Ankunftspunktes hinlänglich genau kannte, was nur selten der Fall war. Ein anderes Mittel zur Feststellung einer Strömung in hoher See bestand damals darin, dass große Kessel oder Kanonenläufe an einem Segel, also Gegenstände, welche einen hinreichenden Widerstand boten, so tief in das Meer eingesenkt wurden, bis sie in ruhiges Wasser kamen. An der Oberfläche konnte dann das Abtreiben des Schiffes gegen den versenkten Gegenstand aus der Stellung der Versenkungsleine beurtheilt werden.[1]

Mit der Erklärung der Meeresströmungen haben sich von nun an mehrere der tüchtigsten Männer der Wissenschaft abgegeben. Schon Kepler und Kant führten als Grund der äquatorialen Meeresströme die Axendrehung der Erde an,[2] und Leonardo da Vinci soll die meridionalen Strömungen bereits auf die Wärmeunterschiede der äquatorialen und polaren Gewässer zurückgeführt haben.[3]

Je mehr Erfahrungen man von den Meeresströmungen sammelte, je deutlicher dieselben ihren Einfluss auf die Schiffahrt und auf die von ihnen bestrichenen Küstengebiete manifestiren, desto emsiger war man bemüht, sie gänzlich aufzuhellen und zu begründen, ein Bemühen, das selbst bis auf den heutigen Tag noch nicht vollends gelungen ist.

Das Werk: „El Arcano del Mare“ von Herzog Robert Dudley, welches zuerst 1630 in Florenz gedruckt wurde, enthält auf seinen Karten bereits interessante Bemerkungen über Meeresströmungen. Während weiters Varenius im Jahre 1650 schon eine Eintheilung derselben in „beständige und periodische“, in „allgemeine und specielle“ vornahm,[4] und Isaac Vossius 1663 ein eigenes Werk über „Meeresströmungen und Winde“ schrieb,[5] verfertigte wenige Jahre später, nämlich 1678, Athanasius Kircher die erste Karte, auf welcher die Strömungen des Oceans eingezeichnet waren.[6] Auf derselben bewegt

[1] Sir Humphery Gilberts Discourse in Hakluyt. London, 1600, Vol. IV, p. 14 — Columbus soll sich im offenen Ocean am 19. September 1492 mittelst des Senkbleies von der Existenz einer Strömung überzeugt haben. (G. Kohl, Geschichte des Golf-Stroms, p. 25.)

[2] G. Leipoldt. Osc. Peschels Physische Erdkunde. Leipzig, 1879, VII, p. 82. — A. Mühry. Ueber die Lehre von den Meeresströmungen, p. 6. — Kant. Schriften zur physischen Geographie. Bd. VI (Rosenkranz-Schubert'sche Ausgabe), p. 490.

[3] S. Ruge. Osc. Peschels Geschichte der Erdkunde. München, 1877, p. 438.

[4] B. Varenius. Geographia Generalis, ab Isaaco Newton illustrata. Cantabrigiae, 1681, p. 139.

[5] Isaac Vossius. De motu marium et ventorum liber. Hagae Comitis, 1663.

[6] Athanasii Kircheri. Mundus Subterraneus. Amstelodami, 1678, Tom. I, p. 134.

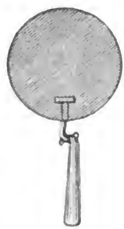
sich der Aequatorial-Strom von der Westküste Afrikas längs des Aequators gegen das Cap S. Roque in Brasilien, welches eine Spaltung des Stromes bewirkt. Die Nördliche Aequatorial-Strömung fehlt noch ganz.

4. Die sehr rasch aufblühende Schiffahrt forderte unterdessen zu ihrer Sicherung eine allseitige Ausbildung und Bereicherung der Hilfsmittel zur Schiffsführung. Unter anderen Fortschritten, die in dieser Richtung gemacht wurden, haben wir die hieher gehörende Thatsache zu verzeichnen, dass man um die Mitte des 16. Jahrhundertes anfing, die im Meere gemessenen Tiefen auf den Seekarten einzutragen.

Den Holländern gebührt der Ruhm, die ersten gewesen zu sein, welche auf mäßige Uferabstände cotirte Seekarten darstellten.[1] In dem Atlasse des Portugiesen Tayxeira vom Jahre 1640 finden wir ebenfalls schon die Tiefen des Atlantischen Oceans längs der Brasilianischen Küste angegeben.[2] Von der Zeit ab wurde diese Methode bald allgemein, da der Nutzen für die Seeleute einleuchtend war.

Um die Seekarten mit den nöthigen Tiefen-Coten ausstatten zu können, war es erforderlich, die Tiefen häufiger und genauer als bisher zu messen. Während dieser Arbeit traf man naturgemäß mitunter auf bedeutendere als die erwarteten, oder auch auf unbestimmbare Depressionen. Dass man nun bei den vereinzelten Versuchen, größere Tiefen des Meeres mit dem bis dahin ausschließlich gebrauchten einfachen Senkblei zu messen, jedenfalls auf Schwierigkeiten stieß, geht aus der Thatsache hervor, dass bereits zu Beginn des 17. Jahrhundertes ein derartiges Loth construirt wurde, welches aus der Zeit, in der es die zu messende Wasserschichte durchlief, auf die Tiefe zu schließen gestattete. Ein neapolitanischer Baumeister, Leo Battista Alberti, war es, welcher dieses erste fallende Tiefloth erfand. Bei demselben hing lose unter einer Korkkugel ein hakenförmiges Bleigewicht, welches die Kugel in die Tiefe zog, beim Auftreffen am Meeresgrunde abfiel und so die entlastete Kugel wieder zum Emporsteigen nach der

Fig. 1.



[1] Nach O. Peschels Geschichte der Erdkunde I, p. 435, finden sich die ältesten Seetiefen-Karten für die Nord-See, den Canal und die Britische See, jedoch nur bis auf mäßige Uferabstände bei G. Mercators Karte von Hollandt comitatus (vollendet 1585) Diesem nach folgten die Darstellungen von Waghenaer aus Enkhuizen, von Wilhelm Blaeu, Joannes Janssonius etc.

[2] Ernst Mayer. Die Entwicklung der Seekarten etc., Wien, 1877.

Wasseroberfläche veranlasste. Aus der während des Sinkens und Aufsteigens verflossenen Zeit, welche zuerst an schon bekannten Tiefen beobachtet wurde, hoffte man auch unbekannte Tiefen berechnen zu können.[1]

Das Instrument, welches keine ausgedehntere Verwendung fand, ist immerhin insoferne von Wichtigkeit, als es uns den Beginn der mühevollen Bestrebungen bezeichnet, welche der Ergründung der großen oceanischen Tiefen gewidmet wurden. Ueber diese selbst ist aus jener Zeit nur wenig zu berichten, denn Messversuche in größeren Tiefen wurden nur ganz vereinzelt ausgeführt. J. Kant z. B. gibt an, dass Graf Marsigli, der von 1658 bis 1730 lebte, mit dem Senkblei die größte Tiefe des Mittelmeeres über 8000 Fuß (circa 2439 M.) gefunden habe.[2] Im Uebrigen tasteten die Schiffe mit dem Handlothe nur die Küstenränder ab, weil dies die Zwecke der praktischen Navigation erforderten.

So kam es, dass die verschiedensten Ansichten und Vermuthungen über die Seetiefen sich mehr oder weniger einbürgerten. Einerseits glaubte man an unergründliche Meerestiefen, eine Meinung, welcher der Geograph Bernhard Varenius noch um die Mitte des 17. Jahrhundertes mit dem Ausspruche entgegen trat, dass der Ocean überall einen Boden habe; andererseits wurde angenommen, dass die größten Tiefen der Oceane die Höhen der bedeutendsten Berge nicht übersteigen, wie dies zum Theile schon die Alten behauptet hatten.

Die Unklarheit über die Kenntnis der Tiefen brachte es ganz selbstverständlich mit sich, dass man auch mehr oder weniger unrichtige Vorstellungen über die Plastik des Seebodens hatte. Die falsche Annahme, dass die Boden-Plastik unter dem Wasser jener über demselben ganz und gar gleiche, lag so nahe, besonders nachdem längs der Ufer thatsächlich übereinstimmende Terrain-Formen constatirt wurden. Und bald nachdem W. Dampier (im Jahre 1702) darauf hinwies, dass man meistens neben hohen und steilen Küsten tiefes Wasser und neben flachen Küsten eine seichte See antreffe, baute der berühmte französische Geograph Philippe Buache seine Idee der „Seegebirge“ aus, deren Existenz schon um etwa hundert Jahre früher Athanasius Kircher vermuthet hatte. Darnach sollten sich die Gebirgszüge unter dem Wasserspiegel

---

[1] Dr. S. Ruge, O. Peschels Geschichte der Erdkunde, p. 435. Nach Jos. Blancanus, Sphaera Mundi seu Cosmographia. Bonon, 1620, pars III, tract. 4, cap. 4, p. 108.

[2] Dr. W. Wolkenhauer. Zur Geschichte der Tiefseemessungen. Deutsche Rundschau. München, 1879, I, 12, p. 1.

fortsetzen und dort geradeso Berge und Thäler mit gleich steilen Böschungen bilden, wie dies über dem Wasser der Fall ist. Die Inseln, Inselgruppen und Inselketten, sowie die verschiedenen Untiefen, hielt er für die Kämme dieser zum Theile benetzten, zum Theile trocken liegenden Bergrücken; eine Anschauung, welcher die meisten Geographen lange Zeit hindurch beipflichteten.

Zur besseren Versinnlichung und Begründung seiner Schöpfung erfand Buache die „Linien gleicher Meerestiefen", welche er zuerst in der Aufnahme und Darstellung des Britischen Canals (1732 bis 1737) zur Anwendung brachte.[1]

5. Von der Mitte des 16. Jahrhundertes an mehren sich die Versuche, welche dahin zielten, die Zustände in den Tiefen der Oceane aufzuhellen.

Gab es z. B. auch Anson[2] auf, die Tiefe des Meeres unfern der Küste von Brasilien zu bestimmen, weil er in 150 Faden (274 M.) keinen Grund fand, so kam dagegen nahe zur selben Zeit Kapitän Ellias an den Afrikanischen Gestaden schon bis zu 891 Faden (1630 M.) Tiefe.[3]

Die ersten ernstlicheren Versuche, die großen Tiefen der Oceane aufzuschließen, verdanken wir übrigens Reinhold Forster, dem Begleiter James Cooks während dessen zweiter Entdeckungsreise von 1772 bis

---

[1] Diese Karte, welche Buache schon 1737 vorlegte, wurde erst 1752 von der Pariser Akademie der Wissenschaften veröffentlicht. Phil. Buache. Essai de Geographie, Physique etc. in Mémoires de l'Académie royale des Sciences. Année 1852. Paris 1756, p. 399 etc. — J. L. Licka, Assistent in Prag, macht in der „Zeitschrift für Vermessungswesen," IX, 1, p. 37, auf den niederländischen Geometer und Wasserbau-Ingenieur N. S. Cruquius aufmerksam, der schon in der Zeit von 1729—1733 das Flussbett Merweide durch Linien gleicher Sonden darstellte. Demnach sind die Linien gleicher Meerestiefen von zwei verschiedenen Männern der Wissenschaft fast gleichzeitig zum ersten Male angewendet worden. Die umfassendere Anwendung, die Einführung in die Wissenschaft und das Erkennen der weittragenden Bedeutung derselben müssen wir jedoch unbedingt Buache zuerkennen.

Ingenieur Ducarla in Genf erweiterte die Anwendung dieser Schichtenlinien (Horizontal-Curven) dadurch, dass er sie auch zur Darstellung der Bodenformen über dem Meeresspiegel einführte, wodurch sie eine so hohe Bedeutung erlangten und sich so fruchtbringend erwiesen, dass wir jetzt, man könnte sagen, alle derart dargestellten Terrain-Formen mathematisch aufzulösen vermögen. Man sehe M. Ducarla. Expression des nivellements ou methode nouvelle pour marquer rigoureusement, sur les cartes terrestres et marines, les hauteurs et les configurations du terrain. Paris, 1782.

[2] Anson. Reise um die Welt. Leipzig, 1749, 4. p. 36. — Gehlers physik Lex., 1837, VI, p. 1611.

[3] Phil. Trans. 1750. T. XLVII. p. 213.

1775 in den Regionen des Südlichen Polarmeeres.[1] Doch suchten auch Forster und Cook in diesen südlichen Meeren oft vergebens nach Grund; und ebenso erging es 1773 C. J. Phipps in der Nähe von Spitzbergen.[2]

Die Zeit von der Einführung der See-Thermometer bis zur Reformirung der oceanographischen Messungen durch M. F. Maury.

6. Wiewohl die vorangegangenen Tiefenbestimmungen nur einen sehr problematischen Erfolg aufwiesen, so ermangelte man dennoch nicht, dieselben weiter zu verfolgen, und begann außerdem, mit der Tiefenmessung auch andere Beobachtungen über den Zustand und das Verhalten des Meeres, namentlich die Messung der Temperatur und der Dichte des Seewassers an verschiedenen Orten und in verschiedenen Tiefen zu verbinden. Ja wir finden diese ganz neuen Untersuchungen nicht selten in dem Vordergrunde, während die Tiefenbestimmungen häufig nur als Mittel zu diesem Zwecke erscheinen.

Das von Cornelius Drebbel zu Anfang des 17. Jahrhundertes erfundene und von Fahrenheit und anderen zu Beginn des 18. Jahrhundertes verbesserte Thermometer[3] bot ein Mittel dar, um über die Temperaturen und deren Veränderungen positive Aufschlüsse zu ertheilen. Ein so schätzbares Instrument musste daher bei allen Untersuchungen, bei welchen die Temperatur überhaupt zu berücksichtigen war, rasch Eingang finden, weshalb dasselbe auch zu den oceanographischen Beobachtungen alsbald heranzuziehen versucht wurde.

Ein ganz besonderes Interesse boten die Temperatur-Messungen zuerst deshalb, weil man hoffte, durch dieselben den bestehenden Zweifel über den Zustand des Erdinneren, ob nämlich dort ein Central-Feuer oder völlige Erstarrung durch Kälte herrsche, zu beheben. Das Abteufen von Schächten, um in diesen verschieden tief unter der Erdrinde die Temperatur zu bestimmen, wurde aus mancherlei Gründen schon nach kurzer Zeit fallen gelassen. Dagegen erschien es viel vortheilhafter, das Verhalten der Temperatur gegen das Erdinnere zu im Meere zu beobachten.

Allein man stieß bei diesem Vorgange ebenfalls auf unüberwindliche Schwierigkeiten, da die Thermometer in der ursprünglichen Einrichtung immerhin zur Bestimmung der Temperatur in der obersten

---

[1] James Cook. A voyage towards the South Pole and round the world, performed in the years 1772—1775. London, 1784. — Vgl. Taf. I.

[2] Phil. Trans. 1773, V, I.

[3] Gehlers phys. Lex., IX, Leipzig, 1839, p. 825.

Wasserschichte verwendet werden konnten. dagegen für die beabsichtigten Messungen in größeren Tiefen keineswegs noch geeignet waren. Ihre Umgestaltung erforderte jedoch geraume Zeit, während welcher man hinlänglich erkannte, dass auch auf diesem Wege die vorstehende Frage nicht zu lösen sei, dass aber die Temperatur-Messungen im Ocean aus vielen anperen Gründen nicht vernachlässigt werden dürfen.

Die ersten Beobachtungen über die Temperaturen in tieferen Schichten des Meeres, welche Marsigli[1] anstellte, waren allerdings noch ganz wertlos; allein schon Bayly, Forster, King, Horner, Perrin, Irving, Peron, Lenz u. A. haben ziemlich systematische Beobachtungen über die Temperaturen des Meerwassers ausgeführt.

Um die Tiefen-Temperaturen zu ermitteln, wurden entweder Thermometer in passenden Behältern, welche mit schlechten Wärmeleitern, wie: Glas, Kohlen, Holz, Fett, getheerte Leinwand etc. umgeben waren. versenkt und nach genügend langer Accommodations-Zeit wieder eingeholt[2], oder man schöpfte mit eigenen Vorrichtungen Wasser aus der Tiefe und tauchte dann möglichst rasch ein Thermometer in dasselbe ein, wenn ein solches nicht schon im Wasserraume des Apparates selbst angebracht war. Kapitän Ellias beobachtete auf der schon zuvor erwähnten Reise (1749) die Tiefsee-Temperaturen mit einem von Dr. Hales angegebenen Schöpf-Apparate in welchem ein Thermometer eingesetzt war.[3] In ganz ähnlicher Weise gingen Cook und Forster bei

---

[1] Historie phisique de la Mer. Amsterdam, 1725.

[2] Annales du Muséum d'historie naturelle. Par, T. V, p. 123.

[3] Philos. Trans. 1751—1752, p. 214. — Zur Beurtheilung dieser Temperatur-Messung im Vergleiche zu den neuen Beobachtungen kann die folgende Tabelle beachtet werden.

Geographische Lage		Oberflächen-Temp. C.	Tiefe in Meter	Tiefen-Temp. C.	Anmerkung
Breite	Länge				
25° 13′ N.	25° 12′ W.	28·9	1189	11·7	Kpt. Ellias. Oktob. 1749
„ „ „	„ „ „	„	1629	11·7	„ „ „ „
24 20 „	24 18 „	20·0	1100	6·8	Challenger. 21. Febr. 1873
„ „ „	„ „ „	„	1650	4·7	„ „ „ „
23 19 „	23 21 „	—	1100	6·8	Gazelle. 22. Juli 1874.
„ „ „	„ „ „	—	1650	5·0	„ „ „ „

Vgl. Annal. d. Hydr. etc. 1879, p. 256. — J. Prestwich. In Philos. Trans. of the R. Soc. Lond. 1875, V. 165. — Wie man sieht, fand Ellias die Tiefen-Temperaturen viel zu hoch.

ihren Messungen (1772 bis 1775) vor. Phipps und Irving dagegen maßen 1773 in der Nähe von Spitzbergen die Tiefen-Temperaturen zum Theile in dem mit einer Flasche geschöpften Wasser, zum Theile mit einem von Cavendish erdachten Tiefsee-Thermometer,[1] bei welchem je nach der Temperatur-Änderung in der Tiefe mehr oder weniger Quecksilber aus der Thermometer-Röhre in ein anderes, diese umschließendes Gefäß übertrat. Das Instrument hat sich zwar gar nicht bewährt, muss aber als das älteste selbstregistrirende Thermometer hingestellt werden. Saussure umgab bei seinen Arbeiten im Mittelmeere (1780) die Thermometer-Kugeln mit Wachs. Er fand bei Genua in circa 293 und bei Nizza in circa 586 M. Tiefe eine Temperatur von 13·2° C. und nahm schon wahr, dass dieselbe bis zum Boden keine Veränderung mehr zeigte.[2]

Die bisher gewonnenen Messungs-Resultate waren noch sehr mangelhaft und keineswegs geeignet, richtige Schlüsse auf das Verhalten der Temperatur des Seewassers in der Tiefe zu ziehen; denn weder der Eifer, mit welchem diese Messungen betrieben wurden, noch das lebhafte für dieselben vorhandene Interesse waren im Stande, die damit verknüpften Schwierigkeiten zu bannen und die den Thermometern anhaftenden Mängel zu beheben. Zum Theile erfasste man auch diese Sachlage ganz wohl; allein da man noch keinen andern Weg kannte, so hielt man an dem betretenen fest und bemühte sich, diejenigen Einflüsse, welche die richtigen Thermometer-Angaben alterirten, durch bessere Thermometer-Gefäße und schützende Umhüllungen der Schöpf-Apparate etc. so gut als möglich zu paralysiren.

Zum Aufholen des Seewassers, das nicht nur zur Temperatur-Messung, sondern auch zur Dichtebestimmung, sowie für chemische Analysen verwendet wurde, dienten eigene Schöpf-Apparate. Der älteste Apparat: „Bucket Seagage“ nach Hales bestand aus einem Fässchen, in dessen Böden Löcher ausgeschnitten waren, die durch zwei mittelst einer Stange verbundene Deckel beim Versenken offen standen, beim Einwinden sich aber schlossen. Nachdem

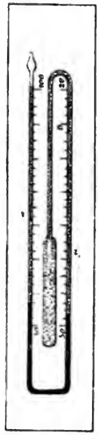
---

[1] Philos. Trans. 1757, p. 300.

[2] D'Urville (1826), Berard (1831), Aimé (1840—44) fanden im westlichen, und Spratt (1845) im östlichen Mittelmeer-Becken in circa 366 Meter ebenfalls Temperaturen von 12·5° bis 13° C. Mémoire sur la température de la Méditerranée in Annales de Chimie et de Physique, 1845, 3. ser., Vol. 15. — Philos. Magaz. 1848. — The Mediterranean von W. H. Smyth. Lond. 1854, p. 122 etc.

die Deckel nur einen mangelhaften Verschluss bewirkten, so wurde der Holzkübel späterhin durch einen Metall-Cylinder und die Verschlussdeckel durch besser functionirende Ventile, die entweder der Wasserwiderstand, Federn oder Fallgewichte schlossen, ersetzt.[1] Franklin schöpfte das Wasser aus der Tiefe mit einer starken Flasche. Während der Versenkung presste der hydrostatische Druck alsbald den Verschlusspfropfen durch den Hals in die leere Flasche. Beim Einholen wurde der mit der Versenkungsleine verbundene Pfropfen in den Flaschenhals zurückgezogen und die Flasche dadurch geschlossen.[2]

Fig. 2.



7. Während man sich auf die eben erklärte Weise mit der Bestimmung der Tiefsee-Temperaturen abmühte, gelang es dem Engländer Six[3] vor circa hundert Jahren (1778) ein Maximum- und Minimum-Thermometer zu construiren, welches das Problem der Bestimmung der Tiefsee-Temperaturen auf möglichst einfachem Wege zu lösen versprach.

Die Thermometer-Röhre hatte die Form, welche die nebenstehende Figur (2) anzeigt. Zur Füllung wurde Weingeist und Quecksilber verwendet; das letztere befand sich an der tiefsten Stelle. Zwei Stahlstifte s und s_1 bildeten die Indices; diese wurden durch feine elastische Härchen im Innern der Röhre an jeder Stelle (oberhalb des Quecksilbers) leicht festgehalten. Zog man vor der Versenkung des Instrumentes die Stahlstifte mit einem genügend kräftigen Magnete an die Quecksilber-Oberfläche herab, so wurde, je nach der Aenderung der Temperatur in der Versenkungstiefe des Thermometers, entweder ein oder der andere Stift durch die Bewegung des Quecksilbers vorgeschoben. Trat das Quecksilber beim Einholen des Instrumentes wieder an die ursprüngliche Stelle zurück, so folgte

[1] Philos. Transact. 1827. — Scoresby. An Account of the Arctic Regions etc. Edinb., 1820. II, T. I, p. 185.

[2] Ähnlich war auch die schon früher erwähnte Schöpfflasche, welche Phipps gebrauchte, eingerichtet.

[3] Philos. Transact. for 1782. LXXII, p. 72. — W. Thomson. The Depths of the Sea. Lond., 1873, p. 284.

dieser rückgängigen Bewegung der vorgeschobene Stift nicht mehr nach, sondern blieb an seiner zuletzt eingenommenen Stelle haften, wodurch auf die Temperatur geschlossen werden konnte.

Das Instrument fand bei den Anstrengungen, welche man zur Aufklärung der Tiefsee-Temperaturen machte, selbstverständlich alsbald bei oceanographischen Messungen Eingang. Jedoch gehören erst Krusenstern und Horner zu den ersten, welche das Six'sche Thermometer in ausgedehnterem Maße und ferne von der Küste während der von ihnen ausgeführten Weltumseglung (1803—1806) angewendet haben. Diesen folgten: Kotzebue (1815—1818), Sir John Ross mit Sir Ed. Sabine in der Baffin-Bai (1818), Kotzebue und Lenz (1823—1826)[1] etc.

Bei der Anwendung dieses Instrumentes zeigte es sich aber, dass dasselbe mit bedeutenden Mängeln behaftet sei, welche zunächst durch die Abänderungs-Vorschläge von Cavendish, Gay-Lussac und King nicht beseitigt werden konnten. Fast ein volles Jahrhundert musste noch verstreichen, bevor es dem menschlichen Scharfsinn gelang, diesem sinnvollen Instrumente eine solche Einrichtung zu geben, dass es auch aus den größten Versenkungstiefen sichere Kunde von den dort herrschenden Temperaturen zurückbrachte.

Besser als mit den Tiefsee-Temperaturen, über welche man bisher noch sehr unsicher war, stand es mit jenen an der Oberfläche, die viel häufiger gemessen werden konnten, weshalb man ihr Verhalten schon ziemlich richtig erkannte. Thatsächlich begannen auch bereits Humboldt, dann Horner, Scoresby, d'Urville und Gehler[2] mit der Zusammenstellung der Oberflächen-Temperaturen für die einzelnen Monate des Jahres.

8. Was das specifische Gewicht des Seewassers betrifft, so hatten die ersten Bestimmungen durch Bergmann allerdings nur einen problematischen Wert. Allein nachdem Richter[3] die im Principe bereits seit Archimedes bekannten Aräometer für die Zwecke der vor-

---

[1] J. A. v. Krusenstern. Reise um die Welt. Petersburg, 1812.

A. v. Kotzebue. Entdeckungsreise in die Südsee und nach der Bering-Straße. Weimar, 1821. — A. v. Kotzebue. Voyage round the World. London, 1830, — Annal. d. Physik et Chemie. 1830, XX.

Sir John Ross. Voyage of Discovery to Baffins Bay in 1818. London, 1819.

[2] Gehler. Phys. Lex. VI. 1837, p. 1657.

[3] J. B. Richter. Ueber die neueren Gegenstände der Chemie. Breslau, 1795, p. 51, N. V.

liegenden Beobachtungen zweckmäßiger eingerichtet hatte, untersuchten schon C. v. Horner auf der Krusenstern'schen und Lenz auf der zweiten Kotzebue'schen Entdeckungsreise das specifische Gewicht des geschöpften Meerwassers mit Aräometern an Ort und Stelle, und begann auch bereits Horner die Messungen auf eine gleiche Temperatur (10° R.) zu reduciren.[1]

Lenz, welcher das Wasser mit einem ziemlich complicirten Apparate, den der russische Akademiker Parrot angab, schöpfte, reducirte seine Messungen auf 14° R. Die etwa 3000 Faden (5487 M.) lange Leine, welche in Verwendung kam, bestand aus drei verschieden dicken Theilen und war (wie es scheint zum ersten Male) über eine Trommel geschlungen, um den Ablauf, besonders aber das Einwinden nicht ruckweise, wie bisher, sondern continuirlich bewerkstelligen zu können.

Gehler reducirte bei seinen Zusammenfassungen die specifischen Gewichte auf 0° C.

Die Messungs-Resultate gingen aber nicht nur zu dieser, sondern auch noch in späterer Zeit so wirr durcheinander, dass man völlig unsicher blieb, ob in verschiedenen Tiefen der Salzgehalt des Meerwassers gleich oder ungleich sei, und ebenso war man im Zweifel, ob das Wasser in der Nördlichen Hemisphäre salzreicher sei als in der Südlichen oder nicht.[2]

Ähnlich wie mit dem specifischen Gewichte stand es mit den chemischen Analysen des Meerwassers. Die ersten Unter-

---

[1] C. v. Horner beobachtete mit einem Fahrenheit'schen Aräometer von Troughton.

[2] Marcet fand (im Laboratorium) das specifische Gewicht im Mittel:

Im nördlichen Theile des Atlantischen Oceans	1·02983
Unter der Linie	1·02903
Im südlichen Theile des Atlantischen Oceans	1·03002

v. Horner und ebenso John Davy fanden, dass der Salzgehalt in niederen Breiten zunimmt und auf der Nördlichen Erdhälfte größer ist, als auf der Südlichen.

Gay-Lussac und Despretz gaben das specifische Gewicht im Mittel

für die Südliche Erdhälfte mit	1·02974
für die Nördliche Erdhälfte mit	1·02894 an,

und die Beobachtungen während der ersten Reise Kotzebue's ergaben ebenfalls größere specifische Gewichte in niedern, als in hohen Breiten und größere specifische Gewichte auf der Südlichen, als auf der Nördlichen Erdhälfte.

suchungen von Marsigli sowie auch noch die von Bergmann waren ohne Bedeutung.

Lenz, auf der zweiten Reise Kotzebues, fand u. a.:

Nördliche Breite	Westliche Länge	Tiefe in Meter	Specifisches Gewicht
7° 20′	21° 59′	0 M.	1·02574
		1051 „	1·02644
21 14	196 1	0 „	1·02701
		1296 „	1·02666
		1811 „	1·02659
25 6	156 58	0 „	1·02706
		325 „	1.02674
41 12	141 58	0 „	1·02562
		400 „	1·02609
		998 „	1·02658
32 6	136 48	0 „	1·02678
		417 „	1·02624
		877 „	1·02651
		1155 „	1·02629
32 20	42 30	0 „	1·02825
		1978 „	1·02724
45 53	15 17	0 „	1·02738
		772 „	1·02732

Aus diesen und den 276 Bestimmungen, welche Lenz über den Salzgehalt der Oberfläche mittheilte, wurden folgende Schlüsse gezogen:

1. Eine Zunahme des Salzgehaltes mit der Tiefe ist nicht wahrscheinlich.
2. Die Verdunstung, die Hydrometeore und die Eisbildung haben auf den Salzgehalt des Meeres einen merklichen Einfluss.
3. Die Maxima des Salzgehaltes an der Oberfläche liegen nicht gerade unter der Linie, sondern in 20° N. B. und 40° W. L., dann in 19° S. Br. und 36° W. L.; ferners in 25° N. B. und 130° W. L., und in 17° S. B. und 119° W. L. Die Ursache dieser Verschiebung wurde den Passat-Winden zugeschrieben.

Nach Murray machten: salzsaures Natron, salzsaure Magnesia, salzsaurer Kalk und schwefelsaures Natron die festen Bestandtheile des Seewassers aus. Schon viel genauere Analysen wurden von Marcet, Wollaston, Balard, Webster u. A. ausgeführt. Wollaston entdeckte im Seewasser freies und schwefelsaures Kali, Balard etwas Brom, Marcet merkliche Quantitäten von kohlensaurem Kalk und Gay-Lussac fixirte das Minimum, Mittel und Maximum der festen Bestandtheile zu 3·57, 3·67, 3·77 Percent. Vollständiger ist die chemische Beschaffenheit des Meerwassers jedoch erst in der neuesten Zeit festgestellt worden.

9. Um die Mitte des 18. Jahrhunderts wurde noch mit einer anderen höchst interessanten oceanographischen Untersuchung begonnen. Zu dieser Zeit construirte nämlich der dänische Naturforscher Müller den ersten Schleppsack zur Erforschung der Fauna am Grunde des Meeres.[1]

Fig. 3.



An einem quadratförmigen eisernen Rahmen, Fig. 3, der aus vier Scharreisen gebildet war, hing ein kurzer starker Sack aus Segeltuch, welcher eine reichliche Menge Sand, Schlamm, Gerölle etc. sammt den darauf lebenden Organismen an die Oberfläche zu bringen bestimmt war, nachdem er eine Zeit lang am Grunde nachgeschleppt wurde.

Konnte Müller auch nur in mäßigen Tiefen — etwa bis 60 Meter — arbeiten, so legte er durch seinen Apparat und durch seine Methode immerhin den Grund für alle folgenden gründlichen Untersuchungen des Meeresbodens, welche nicht nur den Zoologen, sondern auch den Geologen ein reiches Feld neuer und interessanter Arbeit eröffneten.

10. Schon ältere oceanographische Wahrnehmungen, wie: die Ebbe und Flut und die Meeresströmungen, wurden zu dieser Zeit ebenfalls nicht unbeachtet gelassen. Die erstere wurde durch fixe Pegel[2], die letzteren durch die treibenden Fahrzeuge beobachtet.

4. Ein größerer Salzgehalt in einer der beiden Hemisphären scheint nicht vorhanden zu sein.

5. Aus der vorstehenden Tabelle wurde auf einen gleichen Salzgehalt des Meeres in allen Tiefen vom Aequator bis zu 45° N. B. geschlossen. (Gehlers phys. Lex. VI, 1837, p. 1632 etc.)

[1] Zoologia Danica. Sev Animalivm Daniae et Norvegiae rariorum ac minvs notorvm Descriptiones et Historia. Avctore Othone Friderico Müller. Havniae, 1788. — W. Thomson. The Depths of the Sea. Lond., 1873, p. 236.

[2] In Brest schon seit Anfang des 18. Jahrhundertes.

Auch waren zu dieser Zeit die Pitot'sche Röhre[1], der Strom-Quadrant oder das hydrometrische Pendel und der Woltmann'sche Flügel[2] schon bekannt; Instrumente, die allerdings zunächst zur Geschwindigkeitsmessung des strömenden Wassers in Flüssen construirt wurden, aber auch zur Beobachtung der Meeresströmungen ganz wohl zu gebrauchen waren.

Ein ganz neues Hilfsmittel zur Untersuchung der Meeresströmungen tritt uns mit dem Beginne unseres Jahrhundertes durch die „Flaschenpost" entgegen.

Diese bestand darin, dass die Seeleute zeitweise gut verkorkte Flaschen, welche auf einem Papierstreifen die geographische Position, dann den Namen des Schiffes und des Kapitäns enthielten, dem Meere übergaben. Jeder, welcher eine solche Flasche auffischte, sollte die geographische Lage des Fundortes gewissenhaft hinzufügen und diese Daten an einem der zu diesem Behufe bestimmten Sammel-Stationen abgeben. Aus den Abgabs- und Fundstellen — so wurde argumentirt — könne auf die Strömung geschlossen werden, weil diese der Flasche den zurückgelegten Weg vorgezeichnet habe.

Das Nautical Magazine brachte alljährlich Ausweise über die beobachteten Flaschenbewegungen, nach denen Mr. Dayssy eine Flaschenkarte zusammenstellte, in der sehr viele Ausgangs- und Fundorte angegeben waren.[3]

11. Die ausgiebigste Pflege fand die Tiefsee-Forschung nunmehr für eine Reihe von Jahren durch jene kühnen Polarfahrer, welchen die Auffindung der Nordwest-Passage anvertraut wurde, da sich diese neben ihren gefahrvollen Entdeckungsfahrten auch mit mehr weniger eingehenden Tiefsee-Beobachtungen befassten. Leider befanden sich die oceanographischen Messinstrumente zu dieser Zeit noch in einem so wenig vollkommenen Zustande, dass die vielen damit gewonnenen Resultate doch nur einen verhältnismäßig geringen Nutzen gewährten. Mit vielem Eifer wurde zu Ende des 18. und im Anfange des 19. Jahrhundertes darüber nachgesonnen, wie die nunmehr schon vorhandenen oceanographischen Instrumente zu verbessern wären, und wie man bei der Untersuchung größerer Tiefen speciell das einfache Senkblei durch geeignetere Apparate ersetzen könnte.

---

[1] Mem. de l'Acad. 1732, p. 363.

[2] Theorie und Gebrauch des hydrometrischen Flügels. Hamburg, 1790.

[3] Nouvelles Annales des Voyages, publiées par Eyries et A. de Humboldt. Vol. II. 1839, p. 254.

Die Engländer versuchten bei ihren Polarfahrten ein Bathometer [1] anzuwenden, welches aus einem Wegmesser, einem Schwimmer (Auftriebskörper) und einem Abfallgewichte bestand. Dieses letztere zog den Apparat in die Tiefe, löste sich aber am Meeresgrunde ab und veranlasste so den Apparat wieder emporzusteigen.

Ueber die Resultate, welche mit diesem Bathometer erreicht wurden, drang jedoch nichts in die Oeffentlichkeit, weshalb man an einem guten Erfolg füglich zweifeln kann. Allein man blieb bei diesem Versuche durchaus nicht stehen, sondern erdachte, nachdem das Problem einmal angeregt und als schwierig anerkannt war, immer wieder neue Apparate und versuchte fortwährend nach veränderten Methoden vorzugehen, um schließlich die größten Tiefen möglichst sicher auffinden zu können. So kam es, dass Hook dadurch, dass er eine Holzkugel mit einem am Grunde abfallenden Bleigewichte verband, das alte, schon in Vergessenheit gerathene oder auch nie genügend bekannt gewordene Loth von Alberti wieder zu Ehren brachte. Während sohin dieser aus der Zeit, die das Loth zum Sinken und Aufsteigen benöthigte, auf die Tiefe zu schließen hoffte, griffen Dr. Desaguliers und Dr. G. Hales zuerst die neue Idee auf, aus der Veränderlichkeit des hydrostatischen Druckes in den verschiedenen Tiefen auf den Abstand des Grundes von der Oberfläche zu schließen. [2] Beide Vorschläge erwiesen sich zunächst als nicht brauchbar. Bei dem Hook'schen Apparate kam die Holzkugel aus großen Tiefen nicht mehr zurück, was Scoresby dadurch erklärte, dass die Hölzer, wenn ihre Poren durch den ungeheuren Wasserdruck, welcher in solchen Tiefen herrscht, ganz angefüllt sind, specifisch schwerer werden als das Wasser; eine Erklärung, die ihre volle Bestätigung fand. [3]

Desaguliers und Hales sollen zuerst eine heberförmig gebogene Glasröhre, welche an dem einen Ende zugeschmolzen, am andern jedoch nur durch Honig oder Theriak verschlossen war, zur Tiefenmessung in Anwendung gebracht haben. Die zähe Verschlussflüssigkeit wurde durch den, bei der zunehmenden Versenkung sich steigernden

---

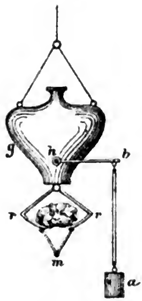
[1] Bathometer von βάθος (Tiefe) und μέτρον (Maß).

[2] Philos. Trans. T. XXXV, p. 417.

[3] Vgl. H. Mohn. Die norwegische Nordmeer-Expedition. — A. Petermanns geogr. Mitth. Erg. H. 63. 1880. — Wenn derartige Apparate auf sehr weichen Grundschlamm stossen, so steigen sie aus solcher Einsenkung auch darum nicht mehr auf, weil die Gewichte nicht abfallen. Man sehe T. R. v. Oesterreicher. Die österreichische Küstenaufnahme. Triest, 1873. p. 161.

Wasserdruck, welcher die Luft in der Röhre zusammendrückte, stets weiter in den offenen Röhrenarm hineingeschoben, blieb aber in Folge der Consistenz an der Innenwandung haften, weshalb man hiedurch in die Lage kam, auf den Grad der Comprimirung schließen zu können.[1]

Fig. 4.



Dr. Ziegler zu Winterthur befestigte die Lothleine oder einen Auftriebskörper mit dem Luftgefäße *g* und dem Fallgewichte *Z*, Fig. 4. Sobald der Apparat den Grund erreichte, wurde der Hebel *hb* gehoben, hiedurch der Sperrhahn bei *h* geöffnet und dem Wasser der Eintritt in die Flasche *g*, soweit dies die comprimirte Luft zuließ, gestattet. Die Gabel *m* drückte die Arme *rr* auseinander, das Gewicht *Z* fiel ab und der Apparat begann wieder aufzusteigen, wobei durch das Gewichtchen *a* der Hahn *h* geschlossen wurde.

Aus der in das Gefäß *g* eingetretenen Wassermenge und aus dem bekannten Volumen des Gefäßes konnte der herrschende Druck und somit auch die Tiefe berechnet werden.[2]

Da aber alle derartigen Apparate ihrem Zwecke nicht entsprachen, indem sie ebensowohl zu complicirt, als auch zu gebrechlich waren und schon in etwas größeren Tiefen regelmäßig zertrümmert wurden, so griff man wieder auf das einfachste Mittel zur Tiefenmessung, — das Senkblei — zurück. Doch da bisher für große Tiefen immer zu leichte Sinker in Verwendung kamen, so wurde nicht nur die Leine durch die Meeresströmungen sehr stark abgelenkt, sondern auch der Stoß beim Auftreffen des Lothes am Grunde derart abgeschwächt, dass ihn die Hand an der Oberfläche nicht mehr zu fühlen vermochte, weshalb an eine richtige Messung der Tiefe nicht zu denken war. Erst Sinker im Gewichte von 100 bis 300 Kgrm. haben das Räthsel der unergründlichen Tiefen mit Sicherheit aufgeschlossen. Die Anwendung so schwerer Sinker erfolgte aber erst, nachdem man zuvor alle erdenklichen Tiefen-Apparate ohne einen sichtbar günstigen Erfolg zu gebrauchen versucht hatte.

---

1 Oersted verbesserte diesen primitiven Apparat dadurch, dass er durch eine feine, gebogene Röhre ein geschlossenes Luftgefäß mit einem zweiten, welches Quecksilber enthielt, derart verband, dass das Quecksilber in dem Maße in das Luftgefäß überfließen konnte, in welchem der Wasserdruck, welcher der Tiefe entsprach, zunahm. Aus dem übergetretenen Quecksilber-Quantum konnte man auf die stattgefundene Compression der Luft und aus dieser auf die Tiefe schließen.

2 Gehler, phys. Lex. VI, p. 1611.

Einen ersten, aber missglückten Versuch, mit einem sehr schweren Sinker zu lothen, machte 1819 der Commodore des Linienschiffes „Superb". Dieser ließ im September des genannten Jahres in 4° N. B. des Atlantischen Oceans eine Sonde hinab, die aus 4 Fässchen Ballast und 2 schweren Lothbleien, zusammen im Gewichte von 6 Centnern, bestand. Anfangs lief das starke Tau sehr schnell und nach einiger Zeit langsam ab. Nach Ablauf von circa 3600 M. holte man das Loth wieder ein, wozu die ganze Kraft der Schiffsbemannung erforderlich war. Aber noch ehe man den vierten Theil des ausgelaufenen Taues eingeholt hatte, riss dasselbe entzwei, was bei der Beschaffenheit des so voluminösen Sinkers nicht wunderlich erscheint.

J. Ross lothete während seiner Polarfahrt 1818 in der Baffin-Bai zwischen 100 und 1070 Faden (183—1957 M.), mit einem Instrumente, welches circa einen Centner wog und mit einer Grundzange versehen war, um außer der Tiefenangabe auch größere Bodenproben gewinnen zu können. Die letzteren boten nicht allein Aufschluss über die Beschaffenheit, sondern auch über die Temperatur des Meeresgrundes, da Ross in jede heraufbeförderte Bodenprobe sofort ein Thermometer einführte und die Temperatur des Schlammes maß.[1] Die Untersuchung des feinen grünlichen Grundschlammes zeigte selbst in den größten gemessenen Tiefen noch animalisches Leben, eine Wahrnehmung, die leider unbeachtet blieb, weshalb die Meinung, nach welcher das animalische Leben im Meere nur bis zu einer geringen Tiefe reiche, während in großen Tiefen der Boden wegen Mangel an Licht und der heftigen Pressung vollständig öde und unbevölkert sei, sich selbst noch bis über die Mitte unseres Jahrhundertes erhalten konnte.

Scoresby fand während seiner Polarfahrten von 1810 bis 1822 unter 78° 53′ N. B. und 5° 56′ O. L. den Grund in 600 Faden (1097 M.) und wenige Meilen davon in 666 Faden (1219 M.), suchte ihn aber vergebens an mehreren benachbarten Stellen, an welchen er das Loth zwischen 230 und 1058 Faden (421 und 1935 M.) in die Tiefe ließ. Unter 76° 30′ N. B. und 4° 48′ W. L. versenkte Scoresby sein Blei,

---

[1] S. J. Ross. Voyage of Discovery to Baffins Bay in 1818. London, 1819. — J. Prestwich. Philos. Trans. of the R. Soc. of London, 1875. Vol. 165. — A Description of the Deep Sea Clamms, Hydrophorus and marine artificial Horizon, invented by Capt. J. Ross. London, 1819. Das Instrument hatte die Gestalt eines Kastens und brachte bis zu 6 Pfunde Schlamm herauf.

Auch Kapt. Spratt hat 1845 im Mittelmeere, und zwar speciell in dem Griechischen Archipel, die Grund-Temperaturen aus dem heraufgeholten Schlamme bestimmt. Philos. Magaz. 1848.

jedoch ohne den Grund zu erreichen, bis auf 1200 Faden (2195 M.). Er hielt dies für die größte bis dahin gemessene Tiefe.[1]

Wie man sieht, konnten trotz aller Bemühungen selbst die eifrigsten Oceanforscher doch nur wenig Licht über die großen Meerestiefen verbreiten, weshalb es ganz erklärlich ist, dass über dieselben noch im Anfange unseres Jahrhundertes sehr unsichere Vorstellungen herrschten, was unter anderem daraus ersehen werden kann, dass z. B. D'Aubuisson zu dieser Zeit aus den bekannten Höhen und Tiefen schloss: Die größte Tiefe des Meeres werde 2000 Faden (3658 M.)[2] wohl nicht übersteigen und dass Berghaus[3] in seinen Annalen (1834) und in seiner Länder- und Völkerkunde (1837) noch 1200 Faden (2195 M.) als die größte gemessene Tiefe anführte; Aussprüche, denen auch der gelehrte De Borda beipflichtete und welchen selbst A. v. Humboldt 1840 in seinem Kosmos nur die Behauptung entgegenstellen konnte, dass die Tiefen des Oceans noch unbekannt seien.

12. Der Beginn neuer und etwas umfassenderer Aufschlüsse über die Tiefen, sowie über die Temperatur- und Dichtenverhältnisse der Oceane fällt mit der antarktischen Expedition von Sir James Clark Ross (1839 bis 1843) zusammen. Doch gelang es auch diesem nicht, überall den Grund mit dem Lothe zu erreichen, denn er fand z. B. am 3. Juni 1843 in 15° 3′ S. B. und 23° 14′ W. L. v. Gr. zwischen Brasilien und St. Helena in 4600 Faden (8413 M.) keinen Grund.[4] Im Antarktischen Meere erhielt Ross größtentheils Tiefen zwischen 300 und 410 Faden (549 und 732 M.) und im Großen Ocean lothete er in 63° 47′ S. B. und 151° 34′ W. L. 1700 Faden (3109 M.).

Das Grundnetz, welches Ross in mäßigen Tiefen wiederholt zur Anwendung brachte, ergab überall ein reichliches animalisches Leben.

Wiewohl sich zu dieser Zeit die oceanographischen Messungen schon entschieden auf der Bahn des Fortschrittes befanden, so konnten die mit den noch mangelhaften Instrumenten gewonnenen Resultate doch vor manchen Trugschlüssen nicht bewahren, was z. B. die homothermische Wasserschichte von circa 4° C. beweist, welche zuerst

---

[1] Scoresby. An Account of the arctic Regions etc. Edinb. 1820, II, T. L., p. 187.

[2] D'Aubuisson. Traité de Geognosie. Strassburg, 1819. T. I, p. 35. — Vgl. La Place. Mem. de l'Inst. 1818.

[3] Berghaus. Annalen 1834. IV, p. 465.

[4] Sir James Clark Ross. Voyage in the Southern and antarctic Regions 1839 bis 1843. London, 1847. II, p. 381. — A. Petermans geogr. Mitth. 1855. p. 84. — Philos. Trans. of the R. Soc. of London 1875. Vol. 165. — Vgl. Taf. I.

(1826 bis 1829) Dumont d'Urville auf dem „Astrolabe" und etwa 10 Jahre später in veränderter Form Ross gefunden haben wollte.[1]

Nach den antarktischen Polarfahrten von Sir James Ross nahm man nämlich mit diesem häufig an, dass in dem Gürtel zwischen den 55. und 57. Breitegraden von der Oberfläche bis zum Grunde durchaus die gleiche Temperatur von + 4° C. herrsche und dass bei dieser das Wasser das Maximum seiner Dichte besitze.[2] Da nun von diesem Gürtel gegen den Aequator zu die Temperatur von + 4° C. immer mehr nach der Tiefe rückte, gegen die Pole hin dagegen eine Wärmezunahme mit der Tiefe vorhanden sein sollte, so entstand die Ansicht, dass die dichteste Wasserschichte (von + 4° C.) dachförmig von dem oben genannten Breitengürtel gegen den Aequator und gegen die Pole hin nach der Tiefe steige.[3] Eine Annahme, welche ebensowenig ihre Bestätigung fand, wie die zu jener Zeit noch stark verbreitete unrichtige Meinung, nach welcher das Meerwasser in Bezug auf sein Dichtigkeits-Maximum und den Gefrierpunkt sich gerade so wie das Süßwasser verhalte. Die Untersuchungen von Erman, Despretz,[4] Karsten, Lenz, Zöpperitz etc. stellten fest, dass das Meerwasser im ruhigen Zustande erst bei — 3°17 C. und bei bewegtem bei — 2°55 C. gefriere.

Die Temperaturen in den Tiefen beobachteten Horner, Scoresby, Lenz, Ross u. A. zumeist mit dem Six-Thermometer.[5] Dabei war es immerhin ein Gewinn, dass man auf das Verhalten dieser Instrumente während der Beobachtung genauer zu achten begann und sie schärferen Prüfungen unterzog. Man wusste schon lange, dass der große hydro-

---

[1] Sir J. Cl. Ross. Voyage in the Southern and antarctic Regions. London, 1847 II, p. 315.

Dr. W. Thomson. The Depths of the Sea. London, 1873. p. 304.

[2] Ein Blick auf die Beobachtungen von Ross zeigt, dass zwischen 54° 41' und 56° 41' S. B. an 23 Stationen etwa drei Viertel der aufgezeichneten Temperaturen zwischen 3°9 und 4°4 C. lagen, und zwar ebensowohl an der Oberfläche, als auch in Tiefen von 274 M. (150 Faden) bis 1829 M. (1000 Faden).

[3] J. Prestwich. Philos. Trans. of the Royal Soc. London, 1875. V. 165.

Annal. d. Hydr. etc. 1879, p. 55.

[4] Poggendorffs Ann. Bd. 41, 1837, p. 69 u. Erg. B. V, p. 497. — Philos. Trans. 1819. p. 161. — Annales de Chimie. B. 38, p. 287.

[5] F. Peron schloss (1800—1804) seine Thermometer in Glascylinder ein, welche mit Baumwolle umwickelt und in eine Holzfassung eingelegt in der Versenkungstiefe einer zweistündigen Accommodation überlassen wurden.

M. Martins und Bravais beobachteten 1838 zwischen Nordcap und Spitzbergen mit einem Differential-Thermometer von Walferdin, welches im Principe jenem ähnlich war, das Cavendish schon um die Mitte des vorigen Jahrhundertes construirt hatte.

statische Druck in den Tiefen auf die Angaben der Instrumente einen merklichen Einfluss ausübe; auch hatte schon John Ross in der Baffin-Bai die Wahrnehmung gemacht, dass das Quecksilber manchmal über den Index seiner Six-Thermometer angestiegen war; doch erst nachdem Marcet und De la Rive Athmosphärendruck-Versuche mit den Thermometern im allgemeinen angestellt hatten und Parrot und Lenz (1832) diese Untersuchungen fortgesetzt und speciell auf die Six-Thermometer ausgedehnt hatten,[1] konnte von einem wirklichen Fortschritte die Rede sein, da durch die Kenntnis solcher Fehlerquellen die Beobachtungen an Schärfe gewannen und der Verbesserung fähig wurden.[2]

Lenz war der Erste, welcher auf der Weltumseglung mit Kotzebue von 1823 bis 1826 in tropischen Gegenden niedere Boden-Temperaturen auffand (selbst unter 2° C.). Nach einem Vergleiche, den er zwischen seinen und denjenigen Beobachtungen anstellte, welche Kotzebue auf seiner ersten Weltreise ausführte, schloss er bereits auf eine aufsteigende Bewegung des kalten Wassers unter dem Aequator, da die Thermometer bei gleicher Tiefe unter den Wendekreisen eine höhere Temperatur zeigten als in der Aequatorial-Gegend, während die Oberflächen-Temperaturen sich umgekehrt verhielten.[3] Und in der That, wenn man die während der angeführten Reisen gesammelten Tiefen-Temperaturen überblickt, so findet man:

Zwischen 0° und 9° N. B. in 122—183 M. (67—100 Faden) Tiefe Temperaturen von 13°3 bis 15°0 C.

Zwischen 20° und 29° N. B. in 122—183 M. (67—100 Faden) Tiefe Temperaturen von 16°6 bis 20°6 C.

Zwischen 0° und 9° S. B. in circa 107—146 M. (58—80 Faden) Tiefe Temperaturen von 13°3 bis 17°8 C.

Zwischen 20° und 30° S. B. in circa 91—122 M. (50—67 Faden) Tiefe Temperaturen von 16°1 bis 17°2 C.

---

[1] Poggend. Ann. Erg. Bd. II, 1848, p. 615. — Lenz speciell nahm während seiner Temperatur-Messungen in den Tiefen auch schon Rücksicht auf die nicht immer durchaus cylindrische Form der Thermometer-Röhre, auf die von außen eindringende Wärme während des Einholens, sowie auch auf die Streckung und Lage der Versenkungsleine.

[2] Die Correctur für die älteren Beobachtungen besteht in dem Abzuge von 1° Fahrenh. für je 1700 englische Fuß (598 M.) Tiefe. Martius wählte 1° Fahrenh. für je 1426 englische Fuß (435 M.), D. Pet. Thouars dagegen 1° Fahrenh. für je 1780 englische Fuß (542 M.). Ebenso corrigirte Aimé.

[3] Poggend. Annal. XX, p. 119 etc. — Bull. phisico-math. de l'Acad. imp. de St. Pétersbourg. V, 1847, p. 65 etc.

Zu gleichen Resultaten gelangten auch D'Urville 1833 und Arago 1836,[1] und v. Humboldt machte in seinem Kosmos[2] ebenfalls auf die unterseeische Zuströmung kalten Wassers aus den Polargegenden nach dem Aequator aufmerksam.

13. Die Erfindung der Metall-Thermometer im dritten Decennium des 19. Jahrhunderts hatte eine Bereicherung der oceanographischen Instrumente zur Folge.

Man hoffte damit die Frage über die Tiefsee-Temperaturen, deren Lösung bisher nur sehr mangelhaft gelungen war, zur endgiltigen Entscheidung zu bringen. Das „Thermomètre metallique" von Breguet in Paris fand bald eine ausgebreitete Anwendung. Dieses Instrument bestand aus einem metallenen Doppelbande (Platin und Silber), welches schraubenförmig um eine vertikale Axe gewunden war. Durch die verschieden große Ausdehnung der zwei verwendeten Metalle wurde ein Zeiger verschoben, welcher die tiefste, respective höchste Temperatur des vorhandenen Mediums anzeigte. Das vom Mechaniker J. Saxton dem Breguet'schen nachgebildete Metall-Thermometer war bis noch vor ganz kurzer Zeit bei den Meerestemperatur-Messungen, welche die U. S. Coast-Survey ausführte, fortwährend im Gebrauche.[3] Ein anderes Metall-Thermometer, „Sub-Marine-Thermometer"[4], welches in England construirt wurde, sollte jede Temperatur-Änderung von 0°01 anzeigen und diese Veränderung über Wasser bekannt geben.

Die Brauchbarkeit der Metall-Thermometer im allgemeinen und die Eignung derselben zur Bestimmung der Tiefsee-Temperaturen im besonderen bewährte sich in der Wirklichkeit nicht besonders, weshalb man größtentheils wieder zu den älteren Instrumenten zurückkehrte. Thatsächlich gab es keine größere See-Expedition, welche die Metall-Thermometer zur Anwendung brachte. Das Augenmerk wurde vielmehr wieder auf die Six-Thermometer gerichtet, welche man aus sehr dickwandigen Glasröhren herzustellen und auch noch in anderer Weise zu schützen begann. Während der Expedition auf der französischen Fregatte „Venus" unter Thouars (1836—1839) schloss man zum ersten Male die Six-Thermometer nach Angabe von Bunten

---

[1] M. Arago. Instruction concernant la Méteorologie et la Physique du Globe. 1838.

[2] I, p. 322.

[3] J. G. Kohl. Geschichte des Golfstromes etc. — Nach dem Report on the History and Progress of the American Coast-Survey up the Year 1858, wurde das Coast-Survey-Bureau im Jahre 1807 gegründet.

[4] The Nautical Magazine. 1843, p. 375.

in starke Metallhüllen vollständig ein, um sie hiedurch gegen den hydrostatischen Druck zu schützen, was jedoch nur theilweise gelang, da in größeren Tiefen doch immer mehr oder weniger Wasser durch die Schutzhülle eingepresst wurde; ja aus Tiefen von circa 3750 und 3900 M. in 4° 32′ N. B. und 134° 34′ W. L. und in 56° 58′ S. B. und 82° 16′ W. L. kamen die Thermometer sogar mit fixen Indices und zerdrückten Cylindern herauf.[1] Auch Kapitän Wilkes hat während seiner Weltumseglung von 1839 bis 1842 im Südpacifischen und Antarktischen Ocean mit solcher Art geschützten Thermometern gearbeitet.

14. Trotz der vorhandenen Schwierigkeiten wurden bei allen Expeditionen die Temperaturen des Meerwassers und unter diesen ganz besonders die leicht zu eruirenden Oberflächen-Temperaturen fleißig gemessen, was schon frühzeitig zu sehr wertvollen Consequenzen führte. Franklin[2] und nach ihm Blagden, die von 1780 an den Golf-Strom zwischen der Nordamerikanischen Küste und den Azoren genauer zu untersuchen begannen, verwendeten zur Bestimmung der Ausdehnung und der Grenzen dieser Meeresströmung zuerst das Thermometer, und wie Franklin, so empfahl auch Dr. Blagden[3] den Schiffern bereits den Gebrauch der See-Thermometer für den Fall, als sie den Golf-Strom kreuzen sollten.

Franklin wollte ferner eine Verminderung der Temperatur über Untiefen, besonders wenn diese aus steilen Felsen gebildet werden, beobachtet haben, weshalb Jonathan Williams vorschlug, die Annäherung an unterseeische Klippen mit dem Thermometer zu erforschen.[4] Peron stellte dem entgegen, dass an den flachen Küsten von Neu-Holland das entgegengesetzte stattfinde, weshalb die Wahrnehmung nach beiden Seiten hin unentschieden blieb.[5]

---

[1] Voyage autour du Monde sur la Frégate „La Venus“, Capt. D. T. Thouars. Paris, 1844. — J. Prestwich in Philos. Trans. V. 165.

[2] Transact. of the Americ. Philos. Soc. Philad. 1786, Vol. II. — Die genauere Kenntnis des Florida-Stromes blieb lange Zeit auf enge seemännische Kreise — namentlich auf die Wallfischjäger von Nantuket — beschränkt. Erst durch Franklin, der mit Kapt. Folger die erste Karte dieser Strömung entwarf, wurde dieselbe allgemeiner bekannt. — Eine wesentliche Verbreitung der Kenntnisse über den Florida-Strom haben wir ferners Alexander v. Humboldt zu verdanken.

[3] Philos. Trans. of the R. Soc. London, 1782, V. 71, P. II. — C. Blagden. On the Heat of the Water in the Gulf-Stream.

[4] Thermometrical Navigation. Philad., 1790.

[5] Gehler phys. Lex. VI, p. 1687 nach Transact. of the Americ. Soc. T. III, p. 82.

Schon Franklin betrachtete den Nordost-Passat als den Urheber der Nordatlantischen Aequatorial-Strömung, aus welcher sein Golf-Strom entstand. Rennel, der dieser Anschauung huldigte, entwarf die durch die Winde entstehenden Strömungen (Driftströmungen) genauer und legte sie in seinen Strömungskarten[1] nieder, welche 1832 erschienen, lange als unübertrefflich galten und sich vielfach auf Franklins und Blagdens Temperatur-Messungen stützten.

15. Hinsichtlich der Beobachtungen über die Ebbe und Flut muss nachträglich hervorgehoben werden, dass man in Brest schon zu Beginn des vorigen Jahrhunderts mit sorgfältigen Pegelbeobachtungen über die Schwankungen des Meeresspiegels begann und dieselben continuirlich fortsetzte.[2] Cook war es wieder, welcher in fremden Meeren die ersten Beobachtungen über die Ebbe und Flut anstellte. Er constatirte im Großen Ocean bei den Gesellschafts-Inseln (Otahaiti) die geringe Fluthöhe von nur einen Fuß.[3] Weitere Beobachtungen, welche diesen nachfolgten, veranlassten zuerst Lubbock 1831 auf einer Weltkarte für viele Häfen und Küstenpunkte die Zeiten des Neu- und Vollmondes in Greenwicher und Ortszeit einzutragen,[4] und 1833 W. Whewell zum Entwurfe der Isorachien, d. s. Linien auf der Meeres-Oberfläche, welche diejenigen Punkte verbinden, an welchen die Flutwelle zu gleicher Zeit eintrifft.[5] Nachdem man jedoch später einsah, dass das Ziehen der Isorachien über den ganzen Ocean nur aus

---

[1] An Investigation of the Currents of the Atlantic Ocean by the late Major James Rennel. London, 1832.

[2] La Place. Méc. céleste. Liv. V, chap. 2. 3.

Die wahren Ursachen der Erscheinungen bei der Ebbe und Flut gab zuerst Newton an, indem er sie mit dem Gesetze der allgemeinen Schwere in Zusammenhang brachte. Aber Newton, ebenso wie D. Bernoulli, L. Euler und Mc. Laurin, welche letzteren das Problem in Folge einer von der Pariser Akademie der Wissenschaften (1738) ausgeschriebenen Preisaufgabe behandelten, erfassten dasselbe noch immer als ein „statisches". Erst La Place behandelte die Bewegung der Gewässer unter Berücksichtigung der Bewegung der anziehenden Gestirne und der Rotation der Erde. Wiewohl nun auch dieser den Calkül durch nicht zutreffende Annahmen — gegen den Erdhalbmesser verschwindend dünne, um die ganze Erdoberfläche gleichmäßig verbreitete Wasserfläche — möglich machen musste, so kam er doch dem Vorgange in der Natur näher und schuf so jene theoretische Grundlage, auf welcher später weitergearbeitet werden konnte.

[3] Phil. Transact. 1772, p. 357.

[4] Philos. Transact. 1831.

[5] Philos. Transact. 1833, p. 147. — G. Leipoldt. O. Peschels Phys. Erdk. Leipz., 1879, VII, p. 22. — Philos. Trans. 1836.

den Hafenzeiten der Küstenpunkte (m. s. den physik. Atlas von H. Berghaus) zu den Unmöglichkeiten gehört, so beschränkt man sich jetzt darauf, dieselben nur in der Nähe jener Küsten einzutragen, an welchen hinreichende Beobachtungen für deren Fixirung vorliegen.

Da die Fluthöhe an vielen Orten sehr bedeutend ist, ein Umstand, welcher den Seeverkehr nicht selten erheblich tangirt, so ist es begreiflich, dass man jene Instrumente zu verfeinern trachtete, durch welche das Flut-Phänomen beobachtet werden konnte, um die genaue Vorherberechnung der Zeit des Eintritts der Flut und Ebbe zu erleichtern. Schon im Jahre 1832 gelang es Mr. Mitchell einen selbstregistrirenden Flut-Autographen zu Sheerness in Thätigkeit zu setzen.[1] Diesem folgten: die Errichtung eines Pegels mit beweglichen Indices durch Westbrook[2] und die Aufstellung eines neuen Flut-Autographen durch Maxton im Jahre 1843.[3]

Es sei hier auch des weiteren hervorgehoben, dass im Jahre 1838 Dr. Robert Ball in Dublin den alten Schleppsack verbesserte und dadurch auf die mit diesem Apparate betriebenen Arbeiten fördernd einwirkte. In England constituirte sich schon im Jahre 1839 eine eigene Commission für die Schleppnetz-Untersuchungen. Die Mitglieder derselben, welche verschiedenen Nationen angehörten, wählten Edward Forbes zu ihrem Präsidenten.

16. Erneuerte Anstrengungen wurden gemacht, um die großen Tiefen der Oceane endlich doch verlässlich genug aufzudecken. Die Apparate, welche hiezu in Verwendung kamen, waren zum Theil nach schon bekannten, zum Theil nach ganz neuen Principien construirt.

Die im Jahre 1812 erfundene Schiffsschraube war um die Mitte unseres Jahrhundertes so weit vervollkommt, dass sie bereits zur Fortbewegung der Schiffe verwendet werden konnte. Jedoch schon viel früher erkannte man in der Schraube ein bequemes Mittel, um damit die Tiefe der Meere zu bestimmen. Es war hiezu nur erforderlich, den Propeller auf einer verticalen Axe anzuordnen und seine Umdrehungen, die er während der Versenkung durch das Wasser vollbrachte, auf ein Zählwerk, welches die Länge des vom Instrumente zurückgelegten Weges anzeigte, zu übertragen. Im Jahre 1832 wurde Mr. Masseys erster Loth-Apparat bekannt. Noch in demselben Jahre machte ein anderer Erfinder, der sich „Joe Soundings“ unterfertigte, im Nautical

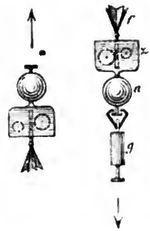
[1] The Nautical Magazine. V. I. 1832, p. 401.

[2] The Nautical Magazine. 1839, p. 375.

[3] The Nautical Magazine. 1843, p. 216.

Magazine ein dem Massey'schen ähnliches Loth bekannt, welches ohne Leine, also mit Abfallgewicht und Auftriebskörper versehen, functioniren sollte. Die nebenstehende Figur 5 zeigt dieses Loth während des Sinkens mit dem cylindrischen Abfallgewichte und während des Aufsteigens ohne dasselbe. Auf das hin stellte auch Mr. Massey an Bord des britischen Schiffes „Trinculo" mit seinem Lothe, ohne und mit Leine, erneuerte Versuche an.[1] Die erste ausgedehntere Anwendung dieses Lothes und die Einführung desselben in die Praxis der Tiefenmessung muss jedoch dem berühmten amerikanischen Hydrographen Maury zuerkannt werden.[2]

Fig. 5.



Die schon früher dagewesene Idee, die Tiefe des Meeres aus dem Drucke der über dem Apparate lastenden Wassersäule zu bestimmen, wurde ebenfalls wieder aufgegriffen. John Ericson[3] construirte einen Apparat, durch welchen der Grad, der nach dem Mariotte'schen Gesetze erfolgten Compression der Luft in einer Röhre angezeigt wurde. Jedoch nur in geringen Tiefen leistete der Apparat gute Dienste, in großen Tiefen dagegen wurde die Röhre, welche die Luftsäule enthielt, stets zertrümmert.[4]

---

[1] The Nautical Magazine, 1832, Vol. I, p. 174 und p. 498.

[2] Die „deutsche Rundschau, 1879" führt p. 593 Baur in New-York als Erfinder dieses Lothes an. — Nach A. Petermanns geographischen Mittheilungen, 1877, p. 127 hat Baur dieses Loth nur nach dem Entwurfe Maurys zuerst so construirt, dass sich für jeden Faden Senkung eine Umdrehung der Schraube ergab. Man sehe auch M. F. Maury. The physical geography of the Sea. p. 306, Nr. 563. — C. W. Thomson. The Depths of the Sea etc. London, 1873, p. 225 und 226. — E. Mayer. Ueber Küstenaufnahmen. Leipzig, 1880, p. 42.

[3] John Ericson, 1803 in Schweden geboren. Seit 1839 Ingenieur in New-York.

[4] Dieses Princip, entsprechend modificirt, gelangte auch noch in neuerer und neuester Zeit versuchsweise zur Anwendung.

Der amerikanische Lieutenant C. B. Hunt versuchte mit Hilfe des Wasserdrucks einen selbstregistrirenden Profilographen für geringere Tiefen zu construiren. Er brachte hiezu einen Luftsack aus Gummi und Kautschuk in Verwendung, der bei der Tiefenmessung am Grunde nachgeschleppt wurde. Ein luft- und wasserdichter Schlauch verband den Sack mit dem Registrir-Apparate auf Deck. (J. G. Kohl. Geschichte des Golfstromes etc. 1868.)

Prof. Jolly in München setzte nach demselben Principe wie Ericson ein Tiefloth zusammen. Versuche sollen mit diesem Instrumente nur am Bodensee gemacht worden sein. (Er. Mayer. Ueber Küstenaufnahmen. Leipzig, 1880.)

Prof. E. Stahlberger versuchte einen Metallring zur Tiefenmessung in Anwendung zu bringen. Der an einer Stelle offene Ring veränderte in verschiedenen Tiefen

Auch der Schall kam bei der Tiefenbestimmung zur Anwendung. Man versenkte zu diesem Zwecke Minen, welche beim Auftreffen am Grunde explodirten. Allein man vernahm schon bei geringen Tiefen keinen Knall, und selbst die Blasen der aufsteigenden Gase halfen wenig, da nicht alle gleichzeitig an die Oberfläche kamen und außerdem schon bei der geringsten See von denselben nichts wahrzunehmen war, ganz abgesehen von deren Ablenkung durch die Strömungen bei größeren Tiefen.

Die Elektricität wurde zur Tiefenmessung ebenfalls herbeizuziehen versucht; doch die Apparate wurden zu complicirt und waren auch nicht verlässlich genug, um einen zufriedenstellenden Erfolg zu sichern. „Der eigens übersponnene Metalldraht wurde in die Sondenschnur gelegt und an dem Beschwergewicht war eine Vorrichtung angebracht, welche bewirkte, dass jedesmal bei 100 Faden fernerer Senkung und durch die Zunahme des Wasserdrucks der Strom hergestellt und so die Botschaft nach oben gebracht wurde, wie viele hundert Faden der Apparat am Ende zurückgelegt hatte. So schön diese Idee auch war, sagt Maury, sie war nicht einfach genug, um praktisch verwendbar zu werden.“[1]

Die Amerikaner befestigten, auf den Rath Maurys, eine Kanonenkugel an einem dünnen Seiden- oder Bindfaden von bekannter Länge, ließen diesen so lange ablaufen, als sich noch eine Bewegung zeigte und übergaben dann den abgelaufenen Faden sammt der Kugel dem Meere. Jedes amerikanische Kriegsschiff wurde bei größeren Reisen mit solchen Lothen versehen und hatte die Verpflichtung, im „blauen Wasser“, so oft es die Umstände erlaubten, die Tiefen und die See-Temperaturen zu messen.

---

seine Form, da der Wasserdruck auf die größere Außen- und kleinere Innenfläche desselben verschieden zur Geltung kam. Hiedurch wurde ein Zeiger vorgeschoben, welcher die Tiefe an einer geeigneten Scala markirte. (E. Stahlberger. Das Rheobathometer. Fiume, 1873.)

Das Loth von Hopfgartner und Arzberger, ebenfalls auf den Wasserdruck sich stützend, ist nach Art der Aneroid-Barometer eingerichtet. (Sitzungsberichte der kais. Akademie der Wissenschaften. Wien, B. 73, Abth. II, p. 19—24. — Mitth. aus dem Gebiete des Seewesens. Pola, 1876, Nr. III und IV.) Vgl. hiezu den folgenden Abschnitt über die oceanographischen Instrumente.

[1] Dr. J. Kayser. Physik des Meeres. Paderborn, 1873. — Man sehe einen anderen Apparat in Garais und Becker. Zur Physiographie des Meeres. Triest, 1867. p. 110.

Allein man kam eben auf diese Weise zu den unwahrscheinlichen Tiefen von 8000 bis 15.000 Meter im Südatlantischen Ocean, und erkannte daraus, dass durch den Einfluss der Meeresströmungen vielmehr Leine ablaufen kann, als die Tiefe am Beobachtungsorte beträgt.

Walsh, amerikanischer Lieutenant am Schooner „Taney", lothete mit einem auf Eisendraht befestigten Sinker 10.363 Meter ohne den Grund zu erreichen.[1] Ottway Berryman auf der amerikanischen Brigg „Delphin" lothete in der Mitte des Atlantischen Oceans 11.888 Meter, ebenfalls ohne Grund zu finden. Glücklicher war Berryman und Lee auf demselben Schiffe an anderen Stellen, denn sie constatirten in den Jahren 1850 und 1853 bereits einen Theil der unterseeischen Central-Atlantischen-Erhebung (den dolphin rise), welche von den Azoren in südwestlicher Richtung gegen Westindien streicht.[2] Der englische Kapitän Denham auf dem Schiffe „Herald" fand im südlichen Theile des Atlantischen Oceans 14.020 Meter und der amerikanische Lieutenant Parker auf der Fregatte „Congress" erhielt in mehr als 15.000 Meter noch keinen Grund[3]; und ähnlich verliefen zwei Meßversuche auf der österreichischen Fregatte „Novara" 1857 im Atlantischen und Indischen Ocean.

Die Richtigkeit der Messungen von Denham und Parker bezweifelte Maury. Er war geneigt, sie auf 4000 respective 6000 Faden (7316 respective 10.974 M.) zu reduciren.[4]

17. Nachdem man sohin auf diese Weise wieder zu keinem brauchbaren Resultate gelangt war, blieb nur die Wahl zwischen der Rückkehr zur alten mühevollen Methode oder zu erneuertem Nachsinnen über geeignetere Mittel offen. Die nächsten Bemühungen waren besonders dahin gerichtet, die bedeutende Reibung am Umfange der Leine zu vermindern, damit die Operation des Lothens rascher und das Einholen der ausgelaufenen Leine mit weniger Kraftanstrengung vollbracht werden könnte. Hiezu bestrich man die Leine mit Fett oder wandte Seide und Draht anstatt der üblichen Hanfleinen an. Besonders der Draht, welcher mehrfache Vortheile verhieß, wurde zu verschiedenen Zeiten zur Anwendung gebracht.[5] So construirte

[1] Schellen in Westermann's Jahrbuch. 1860, 8, p. 93.

[2] M. F. Maury. Sailing Directions etc. Philadelphia, 1854, p. 218, Taf. XIV.

[3] A. Petermanns geogr. Mitth. 1877, p. 127.

[4] Nautical Magaz. Vol. XXII, p. 393.

[5] Auch in neuester Zeit wird der Draht nicht selten der Leine vorgezogen. (Vgl. den Abschnitt über die Instrumente.) Auf der Insel Teneriffa verwenden die Schiffer zum Angeln in großer Tiefe schon seit alter Zeit Messingdraht. (Gehlers phys. Lex. 1825, I, p. 942.)

Commander Austin, nach Angabe des Mr. Reid, in den Vereinigten Staaten ein neues aus zwei Theilen bestehendes Loth, bei welchem ein Theil am Grunde abfiel. Die Leine war durch Kupferdraht ersetzt, welcher sich von einer Haspel, deren Umdrehungen ein mit der Achse verbundenes Zählwerk notirte, abwand.[1]

Immerhin konnte der Draht die Hanfleinen nicht verdrängen, wohl aber bemühte man sich diesen letzteren durch Auswahl des besten italienischen Hanfes eine ausnehmende Festigkeit bei möglichst geringer Dicke zu geben. Man entschloss sich noch dazu, in größeren Tiefen das Gewicht unbedingt am Grunde liegen zu lassen und bloß die Leine allein einzuholen, was natürlich viel leichter bewerkstelligt werden konnte.

In einer solch unentschiedenen Entwicklungs-Phase befanden sich um die Mitte unseres Jahrhunderts die oceanographischen Messungen. Wohl hatte man sie nach den meisten Richtungen zu vervollkommnen versucht, wohl herrschte ein lebhaftes Interesse für diese Art von Beobachtungen, allein die Messinstrumente waren nach sehr verschiedenen Systemen und unvollständig construirt, den Beobachtungen mangelte die nöthige Einheitlichkeit, und zur Sichtung und Verwertung der vorhandenen Resultate fehlte noch der klärende Geist und die ordnende Hand.

Die Zeit von der Reformirung der oceanographischen Messungen durch Maury bis zu den neuesten Forschungen.

18. Zwei Thatsachen waren es insbesondere, die um diese Zeit der Tiefsee-Forschung eine eminente Bedeutung und ein vollends verändertes Aussehen verliehen.

Der amerikanische Officier Trowbridge der Coast-Survey wickelte im Jahre 1860 die Leine in mehrere Ballen und gab diese in ein schmales Gefäß von cigarrenförmiger Gestalt, mit welchem das Lothgewicht verbunden war. Hielt man das Ende der Leine an Bord fest und warf den Sinker-Apparat in das Wasser, so erfolgte nur eine Reibung an der Büchse, da die Abwickelung der Leine in der Büchse vor sich ging, während außerhalb derselben die Leine stets in Ruhe blieb. Der ganze Vorgang lässt sich mit einer Spinne vergleichen, die sich mit ihrem Spinnsacke von der Decke des Zimmers auf den Boden desselben herablässt. (J. G. Kohl, Geschichte des Golfstromes etc. Bremen, 1860. — Dr. J. Kayser, Physik des Meeres. Paderborn, 1873.)

[1] Nautical Magazine, III. 1839, p. 444.

Es waren dies: erstlich der kühne Gedanke der unterseeischen Telegraphen-Verbindung der Alten mit der Neuen Welt[1] und zweitens die Anstrengungen des Directors des Washingtoner National-Observatoriums M. F. Maury, der die gesammte Hydrographie auf positiver, streng wissenschaftlicher Basis aufzubauen begann.

Beide Umstände erregten allgemein das lebhafteste Interesse für die Tiefsee-Forschung, da einerseits bei dem Kabelunternehmen große Geldsummen auf dem Spiele standen, und anderseits durch die Arbeiten Maurys ein völliger Umschwung in der Erforschung der Meere und in der Verwertung des Erforschten, theils für die Navigation, theils für die Wissenschaft angebahnt wurde.

Maury sammelte schon von 1840 auf 1850 die Beobachtungen, welche von den amerikanischen Seefahrern über die Tiefen, See-Temperaturen, specifischen Gewichte und Strömungen im Ocean, dann über die Winde und sonstigen Wetterzustände an und auf demselben, gemacht wurden. Auf Grund dieser Facten entwarf er zuerst Schemas und Karten, welche allen amerikanischen Fahrzeugen mitgegeben wurden, damit in dieselben die Wahrnehmungen über die oceanischen und meteorologischen Erscheinungen eingetragen werden konnten. Die so ausgefüllten Journale und Schemas wurden dem hydrographischen Bureau abgeliefert, und mit Hilfe des großen Materials, welches sich hiedurch ansammelte, verfasste Maury zuerst seine berühmt gewordenen „Explorations and Sailing directions“ und wenige Jahre darnach sein ebenso interessantes Werk: „On the physical Geography of the Sea“.

Die Nützlichkeit der Arbeiten Maurys für die praktische Navigation geht daraus hervor, dass mit Benützung seiner Anweisungen die Segelfahrten sich oft um den dritten Theil der früher erforderlichen Zeit verkürzten.

Nun galt es, der in Amerika eingeführten Beobachtungs-Methode mehr Ausdehnung zu verschaffen und ein allgemeines Interesse dafür zu erwecken. Deshalb lud auf den Vorschlag von Maury die Regierung der Vereinigten Staaten die seefahrenden Nationen ein, in gemeinsamer Conferenz einen gleichen Vorgang bei den oceanographischen Beobach-

[1] Im Jahre 1855 befasste sich zuerst ein Deutscher Namens T. F. Schaffner mit dem Projecte eines elektrischen Telegraphen rund um die Erde. Nach seinem Vorschlage fiel die elektrische Umspannung in die Nähe des Nördlichen Polarkreises, also größtentheils in unwirtbare Gegenden. (Petermanns geographische Mittheilungen. 1855, p. 90.)

tungen festzustellen und alle Seefahrer zur Betheiligung an den letzteren aufzufordern, um so sämmliche Gebiete des Oceans mit Beobachtern zu versehen und alle Theile desselben in den Kreis der wissenschaftlichen Forschung einzubeziehen.

Die Einladung der Vereinigten Staaten wurde bereitwilligst angenommen. Im August 1853 trat die Conferenz in Brüssel zusammen und einigte sich hauptsächlich über zwei Formen der Logbücher, von welchen die einen, ausführlicheren, für die Kriegsschiffe, die andern, weniger detaillirten, für die Handelsschiffe bestimmt waren.[1] Auch erklärte man sich bereit, die an Bord der Schiffe ausgefüllten Beobachtungs-Journale dem Observatorium in Washington einzusenden, um so ein General-Depot für die oceanographischen Forschungen zu schaffen.

Es dürfte hier auch am Platze sein, noch anderer epochemachender Fortschritte zu gedenken, welche in dieser Periode eine wesentlich günstige Wirkung auf die verschiedenen oceanographischen Untersuchungen ausübten. Es ist dies vor allem die zusehends vermehrte Anwendung des Dampfes zur Fortbewegung der Schiffe. Denn wenn auch durch die Einführung der Dampfkraft auf den Schiffen kein wesentlicher Umschwung in der Erforschung des Oceans eingeleitet wurde, so erfuhr dieselbe doch bei der Durchführung der meisten Beobachtungen mehrfache Erleichterungen, da die Beobachtungs-Station beliebig ausgewählt, und zu dem mühevollen Einwinden der abgelaufenen Leine die dienstbare Maschine verwendet werden konnte. Dadurch ferners, dass die Beobachtungszeit bei den Operationen auf diese Weise abgekürzt wurde, kam man in die Lage, in der gleichen Zeit viel mehr Messungen als zuvor, ausführen zu können.

Einen weitern Gewinn brachte ein vom amerikanischen Midshipman I. M. Brooke im Jahre 1854 erdachtes Tiefloth,[2] welches derart einfach war und so verlässlich functionirte, dass es zur allgemeinen Anwendung gelangte, und selbst noch gegenwärtig den Grundtypus aller bewährten Tiefsee-Lothe bildet. Eine durchbohrte Kanonenkugel wurde mit einem durch die Bohrung geschobenen Eisenstab so verbunden, dass die Kugel beim Aufschlage am Meeresgrunde sicher abfiel.[3]

---

[1] Vgl. über die Karten Maurys d. Anhang im II. Theil.

[2] Nach J. G. Kohl, Geschichte des Golfstromes etc., wurde die Erfindung schon im Jahre 1848 gemacht.

[3] M. F. Maury. Sailing Directions, p. 230 und Taf. VII und VIII. Die zuerst verwendeten Kanonenkugeln hatten ein Gewicht von 64 Pfunden.

Man sehe den folgenden Abschnitt über die oceanographischen Instrumente.

Auch machten aufmerksame Beobachter die Wahrnehmung, dass das Ablaufen gleicher Längenstücke der Sondirungsleine eine gewisse Gesetzmäßigkeit zeige. Ebensowohl der Slipp hinter dem Lothe, als auch die große Reibung am Umfange der Leine verlangsamen die Bewegung des Lothes zwar immer mehr und mehr, je tiefer es kommt, allein man fand einen gesetzmäßigen Zusammenhang zwischen der Zeit zu gleichen abgelaufenen Leinenstücken heraus, und erkannte das Auftreffen des Lothes am Grunde, sobald das der Regel entsprechende Ablaufen nicht mehr stattfand. Alle Lothe, auch die besten nicht ausgenommen, würden uns keine sicheren Resultate liefern, wenn dieser Umstand unbeachtet bliebe. Schon Maury und alle Forscher, die sich in den letzten Decennien mit der Ergründung der oceanischen Tiefen befassten, haben auf dieses untrügliche Merkmal genau geachtet und daher bei ihren Lothungen stets die Falldauer gleicher Leinenstücke nach einer guten Secundenuhr notirt.[1]

19. So lagen die Verhältnisse der oceanographischen Forschung, als man an die Lösung des, für die damalige Zeit noch sehr kühnen Problems einer unterseeischen Telegraphen-Verbindung zwischen Europa und Amerika schritt.[2] Hiezu war nicht nur die genaue Kenntnis der Tiefen und der Bodenbeschaffenheit, sondern auch jene über das sonstige Verhalten des Meeres zwischen Irland und Neu-Fundland, wo man das Kabel zu legen beabsichtigte, nothwendig.

Schon zu dieser Zeit hatte der berühmte amerikanische Hydrograph Maury in seinem Werke: „The Physical geography of the Sea“ die Ansicht ausgesprochen, dass zwischen dem Cap Clear in Irland und dem Cap Race auf Neu-Fundland nirgends eine größere Tiefe als 10.000 Fuß (3253 M.) gefunden werden dürfte, und für die Formation des Meeresbodens an dieser Stelle wurde die Bezeichnung; „Telegraphen-Plateau“, geläufig.

Im Jahre 1856 fand sich ein Consortium von unternehmenden Männern, welches mit der ausgesprochenen Idee hervortrat, Irland mit Neu-Fundland durch ein unterseeisches Telegraphen-Kabel zu verbinden. Die Regierung der Vereinigten Staaten in Nord-Amerika kam dem geplanten Unternehmen zuerst dadurch fördernd entgegen, dass sie unter dem Commando des Kapitän-Lieutenant Berryman den Dampfer „Arctic“ zur genaueren Untersuchung der Tiefen und der Grund-

[1] M. F. Maury. Die physische Geographie des Meeres.
[2] Petermanns geographische Mittheilungen. 1855, p. 90.

beschaffenheit des Gebietes zwischen der Valentia-Bai und der Küste von Neu-Fundland ausrüsten ließ. Berryman fand während dieser Expedition die größten Tiefen etwa in der Mitte des gelotheten Profils zu 2170 Faden (3969 M.), und holte mit dem Sondirungs-Apparate, der oft 3 bis 4 Meter tief in den weichen Boden eingesunken sein soll, Grundproben herauf, die aus zerbrechlichen Schalen noch lebender und fossiler Infusorien bestanden.

Die Resultate der Berryman'schen Messungen wurden von Maury stark angezweifelt, weil er mit Masseys Indicatoren arbeitete, deren Fehler nicht genau ermittelt worden waren. Thatsächlich fand auch Lieutenant-Commandeur J. Dayman[1], der von englischer Seite mit dem Dampfer „Cyklop“ im Sommer 1857 abgesandt wurde, um dasselbe Plateau nochmals zu sondiren, etwas andere Tiefenverhältnisse vor, indem er ein zungenförmiges Vorragen Grönlands unter dem Wasser constatirte.[2]

Die während dieser Arbeit gesammelten Erfahrungen waren, abgesehen von den gewonnenen Tiefen und Grundproben, auch sonst sehr lehrreich. Dayman verwarf den Massey'schen Indicator für größere Tiefen. Er wies darauf hin, dass es sehr vortheilhaft sei, auf die Zeit des Ablaufs gleicher Leinenstücke genau zu achten, und machte auf den Umstand aufmerksam, dass, wenn die Sondirungen durch Lothe mit Abfallgewichten Fehler aufweisen, die erhaltenen Resultate immer zu groß seien.

Bald nach dieser Sondirung wurde mit der Versenkung des ersten Kabels begonnen, welches jedoch am 11. August 1857 riss. Doch schon bei dem darauf folgenden Versuche gelang es, die unterseeische Telegraphen-Verbindung zwischen der Alten und Neuen Welt herzustellen. — Hydrograph Maury benützte die letzteren Messungen und seine vorher gesammelten Lothungen zum

Fig. 6.



[1] Dayman lothete 1857 mit einem länglich geformten Abfallgewichte, Fig. 6, das er mittelst Drähten, anstatt durch eine Leine, wie Brooke, auf den Abwerfearmen aufhing. Zur weiteren Sicherung der Tiefenbestimmung war noch bei *m* ein Massey'sches Loth angebracht. Die Sondirungsleine bestand zum Theile aus einer feinen Seiden, zum anderen Theile aus guter Wallfischleine. (A. Petermanns geographische Mittheilungen. 1857, p. 151.)

[2] Deep Sea Soundings in the North Atlantic Ocean between Ireland and Newfoundland, made in H. M. S. Cyclops. Lieut. Commander Joseph Dayman, in June and July 1857. London, published by the Admiralty, 1858.

Entwurfe einer ersten Tiefenkarte für den Nordatlandischen Ocean.

20. Von nun an schritt die Erforschung der Meerestiefen und der physischen Eigenschaften des Oceans besonders rüstig vorwärts. Während die Amerikaner ihre, schon 1845 begonnene Erforschung der heimatlichen Küstengewässer und des Golf-Stromes mit Eifer fortführten, und ihr Beobachtungsgebiet hie und da durch einzelne Ausläufer tiefer in den Ocean hinein erweiterten, arbeitete 1857 Kapitän Pullen auf dem britischen Schiffe „Cyklop“ im Nord- und Südatlantischen, dann im Indischen Ocean und im Rothen Meere. Pullen, welcher während seiner Reise zu den Temperatur-Messungen ein Six-Thermometer benützte, welches Admiral Fitz-Roy empfahl und zu dem Negretti & Zambra eine Schutzhülle gegen den hydrostatischen Druck construirt hatten, beobachtete die Temperaturen in Tiefen von 732 bis 4876 Meter. Seine Temperatur-Angaben sind etwas höher als jene, welche im Atlantischen Ocean nahe an denselben Beobachtungsstellen 1873 und 1874 vom „Challenger“ und der „Gazelle“ gefunden wurden.[1]

Im Jahre 1860 untersuchte Mc. Clintock auf dem britischen Schiff „Bulldog“[2] die Linie: Far-Oer-Island-Grönland-Labrador behufs einer neuen Kabellegung.

Bei dieser Gelegenheit wurde ein neues Loth, das Bulldog-Loth, welches mit einer Grundzange versehen war, in Anwendung gebracht.

---

[1] Proc. of the R. Soc. Vol. IX. — Prestwich in Philos. Trans. of the R. Soc. 1875. — Vol. 165. Annal. d. Hydr. etc. 1879, p. 256.

Zeit der Beobachtung	Geographische Lage		Tiefe in Meter	Temperatur in C.	Expedition
	N. B.	W. L.			
9. November 1857	27° 31′	21° 39′	914 1463	10·0° 6·9	Kpt. Pullen Cyklop
15. Februar 1873	27 24	16 55	914 1463	8·0 5·7	Challenger
20. Juli 1874	27 42	23 23	— 1463	— 5·2	Gazelle

[2] Remarks illustrative of the Sounding Voyage of H. M. S. „Bulldog“ in 1860. Capt. Sir Leopold Mc. Clintock commanding. London, 1861. — G. C. Wallich. The North Atlantic Sea-bed comprising a Diary of the Voyage on board H. M. S. „Bulldog“ in 1860. London, 1862.

Mit der letzteren gelang es an einem Beobachtungsorte auch Grundproben vulcanischer Natur an die Oberfläche zu bringen. — Die schwedischen Forscher Otto Torell und C. von Otter eröffneten schon zu Beginn, und Sars und Nordenskiöld gegen Ende der Sechziger-Jahre die Erforschung der Tiefenverhältnisse im Westen und Südwesten von Spitzbergen, dann zwischen diesem und dem Heimatlande. Dabei wurde constatirt, dass Spitzbergen in mäßiger Tiefe durch einen unterseeischen Rücken mit dem nördlichen Theile der Skandinavischen Halbinsel zusammenhänge; und 1869 entdeckte die schwedische Expedition mit der „Josephine" die „Josephine-Bank" nordwestlich von Gibraltar mit der Minimal-Tiefe von 102 Faden (187 M.) in 36° 45′ N. B. und 14° 10′ W. L.

Die mikroskopischen und chemischen Untersuchungen der durch John Ross aus der Baffin-Bai, J. Clark Ross aus dem Südlichen Eismeere, durch Edward Forbes aus der Britischen See und dem Ägäischen Meere, durch Heinrich Godsir aus der Davis-Straße, durch Brooke aus dem Atlantischen Ocean, durch Dayman vom Telegraphen-Plateau, durch Wallich aus dem Meere zwischen Island, Grönland und Neu-Fundland und durch die von den schwedischen Expeditionen aus dem Nordmeere gesammelten und zurückgebrachten Grundproben, durch Ehrenberg, Bailey, Huxley, Wallich, Fleming, Alemann, Edwards etc. erregten ganz besonders das Interesse der gelehrten Welt, denn es wurde dadurch die Meinung, als herrsche in den großen Tiefen kein organisches Leben mehr, wie sie Forbes einbürgerte, und der man sich trotz vereinzelt erbrachter Gegenbeweise lange nicht entledigen konnte, endgiltig umgestoßen. Man traf in jeder Tiefe auf thierisches Leben, während Forbes selbst in den Vierziger-Jahren, gestützt auf seine Untersuchungen in der Britischen See und im Mittelmeere, die mit zunehmender Tiefe eine auffällige Abnahme des organischen Lebens ergaben, noch die Ansicht vertrat, dass wegen Mangel an Licht und dem enormen Wasserdruck schon in einer Tiefe von circa 600 Meter jedwedes animalische Leben aufhören müsse.

So schlossen die letzten See-Expeditionen und die Ergebnisse über die Zustände in den Tiefen der Oceane ein fast neues, jedenfalls noch wenig cultivirtes Feld der Thätigkeit auf, und boten so viel Interessantes dar, dass es 1868 Wyville Thomson und Dr. Carpenter gelang, die englische Admiralität zur Bewilligung der Mittel für eine systematische und allseitige Untersuchung der Meeresräume zu bewegen.

Beginn der neuesten Forschungen.

(Instrumente. — Forschungsreisen.)

Da sich von nun an die Forschungen auffallend mehren und die Resultate an Wichtigkeit gewinnen, so erscheint es zweckmäßig, die Fortentwicklung der Beobachtungs-Instrumente, die oceanographischen Expeditionen und die wichtigsten Ergebnisse derselben gesondert aufeinander folgen zu lassen, und selbe nicht mehr wie bisher im Zusammenhange zu betrachten.

21. Instrumente.[1] — Wie man, allerdings nur die mittleren Tiefen einzelner Meeresbecken, auf einem neuen, bisher noch nicht eingeschlagenen Wege herleiten könne, zeigte 1845 J. Scott Russel, indem er darlegte, dass die Fortpflanzungs-Geschwindigkeit der Flutwelle mit der Tiefe im Zusammenhang stehe, respective von dieser abhänge.

Nach Whewell legt die Flutwelle in der Stunde folgende Wegstrecken, bei den angegebenen Tiefen, zurück:

Tiefe	Weg		
7200 Meter	500	englische Meilen	(805 Kilom.)
1800 „	250	„ „	(402 „)
850 „	80	„ „	(129 „)
18 „	25	„ „	(40 „)
2 „	9	„ „	(14 „)

Auf diese Weise folgerte man zwischen Plymouth und Bologne die Tiefe des Canals zu 56, jene des Atlantischen Oceans zu 4800 und die des Großen Oceans zu 6400 Meter, Werte die sich ebensowohl gegen die aus den Erdbeben-Wellen hergeleiteten Mitteltiefen, als auch gegen jene, welche sich aus den directen Tiefenmessungen ergaben, zu groß erwiesen. Heftige Erdbeben in der Nähe der Küste, welche das Meer in kräftige Schwingung versetzen, zeigten sich für solche Beobachtungen günstiger und sind daher ganz besonders wichtig. Die Erd- oder Seebeben vom 23. December 1854 bei Simoda in der Japanesischen See, und vom 13. August 1868 bei Arica an der Peruanischen Küste, dann das Erdbeben vom 9. Mai 1877 bei Iquique, konnten daher ganz wohl zu mittleren Tiefenberechnungen des Großen Oceans verwendet werden.

[1] Vgl. hiezu den folgenden Abschnitt über die oceanographischen Instrumente.

Der englische Astronom Airy stellte zur Berechnung der durchschnittlichen Meerestiefe die nachfolgende Gleichung auf:

$$h = \left(\frac{v}{k}\right)^2$$

Darin bedeuten: h die durchschnittliche Tiefe, v die stündliche Geschwindigkeit der Welle in englischen Meilen[1], und $k = 3·866$ eine Constante. Darnach gelangte man im Stillen Ocean in mehreren Richtungen zu den mittleren Tiefen, aus welchen man auf eine Gesammt-Mitteltiefe von circa 3800 Meter zu schließen berechtigt war.[2]

Im Jahre 1868 wurde von Mr. Gibbs das „Hydra-Loth" erfunden, welches in der vom englischen Navigations-Lieutenant C. W. Baillie verbesserten Gestalt, bei den meisten neuen See-Expeditionen mit bestem Erfolge zur Verwendung kam.[3]

Für die „Lightning"-Expedition construirte der englische Lieutenant Fitzgerald ein Tiefloth, das sich ebenfalls ganz gut bewährte. Eine ganze Reihe von mehr oder weniger gelungenen Abänderungen des Brook'schen Lothes rühren von G. E. Belknap, Bunt, Sand und C. D. Sigsbee her. Dieselben wurden zum Theile während der „Tuscarora"-Expedition, zum Theile während der continuirlichen amerikanischen Küstenvermessungen erprobt.[4]

Den von Thomson im Jahre 1872 angegebenen Loth-Apparat,[5] welcher zunächst für die Zwecke der praktischen Navigation bestimmt war, änderte Belknap dahin ab, dass er auch für die größten Tiefen gebraucht werden konnte. In dieser Form gelangte derselbe während der amerikanischen „Tuscarora"-Expedition mit gutem Erfolge zur Anwendung. In letzter Zeit wurde der Apparat von Sigsbee noch weiter vervollständigt und bei den Untersuchungen in den südlichen Gebieten des Golf-Stromes und des Mexicanischen Golfes verwendet.[6]

---

[1] Eine englische Meile = 1609·3 M. Ein englischer Fuß = 0·3048 M.

[2] G. Leipoldt. O. Peschels phys. Erdk. I, p. 415. — O. Peschel in Ausland. 1869, p. 77. — F. v. Hochstetter. Sitzungsbericht der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften in Wien. Bd. 58, p. 47. — E. Geinitz. Petermann's geographische Mittheilungen. 1877, p. 454 etc.

Vgl. den IV. Abschnitt über die Tiefen (Großer Ocean).

[3] Vgl. den folgenden Abschnitt über die oceanographischen Instrumente.

[4] G. E. Belknap. Deep-Sea Soundings in the North Pacific Ocean. Washington, 1874. — C. D. Sigsbee, Deep-Sea Sounding and Dredging. Washington, 1880.

[5] Journal of the Royal United Service Institution. Nr. 94, p. 109.

[6] C. D. Sigsbee. Deep-Sea Sounding etc. Wash., 1880.

Vgl. den folgenden Abschnitt über die oceanographischen Instrumente.

Nach einem ganz neuen Principe construirte C. M. Siemens in London einen Tiefenmesser. Wiewohl der Erfinder sich mit der Idee und mit der Ausführung dieses Apparates schon seit langer Zeit beschäftigte, so wurde derselbe dennoch erst im Jahre 1876 bekannt gemacht. Das Instrument basirt auf dem Unterschied in der Intensität der Schwerkraft, welcher durch den Wechsel im Abstande des Schiffes von dem Meeresgrunde bewirkt wird, und functionirt ohne in das Wasser versenkt zu werden, in einer cardanischen Aufhängung.[1] Es sollen mit demselben auf dem Dampfer „Faraday“ gelegentlich der Legung der atlantischen Kabel wiederholt befriedigende Versuche angestellt worden sein.

Durch die Vervollkommnung der Tiefsee-Thermometer und der Aräometer, ist es endlich gelungen, den Schleier, welcher die Temperatur- und Dichte-Verhältnisse des Meerwassers in den tieferen Schichten so lange im Dunkel umhüllte, zu lüften. Während die Amerikaner bis zur Erfindung der neuen englischen Tiefsee-Thermometer noch immer mit dem Saxton'schen Metall-Thermometer sich behalfen, griff die Commission zur wissenschaftlichen Untersuchung der Deutschen Meere (für Stations-Beobachtungen) auf die Construction eines Thermometers zurück, welches mit einem schlechten Wärmeleiter — einer dicken Hartgummihülle — umgeben war. In England construirte 1864 Negretti & Zambra ein Umsturz-Thermometer zur Ermittlung der Meeres-Temperaturen in jeder beliebigen Tiefe.[2] Das etwas voluminöse Instrument wurde von den Erfindern 1878 nicht unwesentlich verändert und sehr vereinfacht.[3]

Im Jahre 1869 schlug Dr. W. A. Miller, Vicepräsident der Royal Society, für die Six-Thermometer die jetzige Schutzhülle gegen den großen Wasserdruck vor, und Casella führte diese jetzt allgemein gebrauchten „Miller-Casella“-Thermometer zuerst aus.[4] Hiedurch wurden zwei Instrumente geschaffen, mit welchen man die Lösung der noch offenen Frage der Tiefsee-Temperaturen versuchen konnte.[5]

---

[1] Proceedings of the R. Soc. Nr. 167, 1876. — Mittheilungen aus dem Gebiete des Seewesens. 1876, Nr. VIII.

[2] Mittheilungen aus dem Gebiete des Seewesens. 1877, III und IV.

[3] A. Petermanns geographische Mittheilungen. Erg. H. Nr. 63, 1880. — C. D. Sigsbee. Deep-Sea Sounding etc.

[4] W. Thomson. The Depths of the Sea. p. 290.

Dass es gewagt war, auf die älteren Temperatur-Messungen hin ein Gebäude aufzuführen, musste Sir John Herschel alsbald erfahren, da die von ihm 1861 aufgestellte Behauptung, in sehr großen Tiefen müsse überall die gleiche Temperatur von 4° C. herrschen, und an der Meeres-Oberfläche seien drei, durch die beiden Isothermen

Auch die Aräometer zur Bestimmung der Dichte des Meerwassers an Bord der Schiffe, erfuhren namhafte Verbesserungen. Während man in England und Amerika größtentheils an den fein vergoldeten oder vernickelten Metall-Aräometern festhielt, verfertigten die Deutschen solche aus Glas, die für alle Gebiete des Oceans geeignet waren.[1]

Verbesserte Wasserschöpf-Apparate wurden durch Dr. H. A. Meyer, Jacobson und Behrens, Mr. Buchanan etc.[2] hergestellt, um den Chemikern aus jeder Tiefe unvermischtes Wasser zu den Analysen und zu den Dichtebestimmungen zu liefern. — Die Schleppsäcke und Schleppnetze, sowie die sonstigen Vorrichtungen, um größere Proben vom Grunde des Meeres heraufzuholen, wurden zweckentsprechender eingerichtet. — Die Flut-Autographen erfuhren besonders durch den Ingenieuer F. H. Reitz in Hamburg eine Umgestaltung und Vervollständigung.[3]

Auch zur Beobachtung der Meeresströmungen wurden von Aimé,[4] Dr. H. A. Meyer, Stahlberger, Bucich, Er. Mayer[5] u. a. so manche neue Hilfsmittel ausfindig gemacht, und ganz besonders sind die thermometrischen und aräometrischen Beobachtungen zu diesem Zwecke ausgebildet worden.

Man bemühte sich, die Fehlerquellen jedes einzelnen Instrumentes genau zu erforschen, um dessen Leistungsfähigkeit festzustellen. Man entwarf Corrections-Tafeln, um die angestellten Beobachtungen zu verbessern, und arbeitete so auf möglichst gleichförmige Beobachtungsmethoden hin, damit die vielen Messungen leichter verbunden und bequemer bearbeitet werden könnten.

---

von 4° C. getrennte Zonen zu unterscheiden, durch die folgenden Expeditionen gänzlich umgestoßen wurde. (Dr. W. Thomson. The Depths of the Sea. p. 302. — Mittheilungen der geographischen Gesellschaft in Wien. 1875, Nr. 3, p. 105.)

[1] Jahresberichte der Commission zur wissenschaftlichen Untersuchung der deutschen Meere. Berlin, 1878, IV, V und VI.

[2] Jahresberichte der Commission zur wissenschaftlichen Untersuchung der deutschen Meere. I und II. — C. W. Thomson. The Voyage of the Chalenger. The Atlantic. Lond., 1877, p. 37. — C. D. Sigsbee. Deep-Sea Sounding etc. p. 90. Taf. 20 und 40.

Vergleiche das Folgende über die oceanogr. Inst.

[3] Mittheilungen aus dem Gebiete des Seewesens. Pola, 1876, XII, p. 641.

[4] Annales de Chimie et de Physique. 3. Ser., tom. XIII, p. 461, 1845. — Guide Du Marin par M. M. De Kerhallet. Paris. p. 344. — Zeitschrift für allgemeine Erdkunde. Berlin, 1854, Bd. III, p. 173.

[5] Er. Mayer. Ueber Küstenaufnahmen.

22. Expeditionen. — Seit dem 11. August 1868, an welchem Tage das englische Wachschiff „Lightning"[1] unter Carpenter und Thomson im Norden der Englischen Inseln seine Untersuchungen begann, datiren alle weiteren, von verschiedenen Nationen ausgeführten Forschungen, welchen wir gegenwärtig unsere Kenntnis der Verhältnisse in den großen Meerestiefen verdanken.

Während der „Lightning"-Expedition wurde durch die thermometrischen Untersuchungen die wissenschaftlich höchst interessante Thatsache constatirt, dass zwischen den Far-Oer-Inseln und Schottland — bei gleicher Temperatur an der Oberfläche — von 200 Meter Tiefe bis zum Boden des Meeres ganz verschieden warme Wassermassen (von 0° bis —1·4° C. und von +5° bis +6° C.) unmittelbar neben einander lagern, und dass auch der sandige Grund mit spärlichem animalischen Leben der kalten Area auffallend gegen den grauen, zähen Kalkschlamm mit mannigfaltigen Thierformen auf dem Boden der warmen Area contrastirt.[2]

Fast gleichzeitig mit den Engländern begannen die Schweden unter Nordenskiöld und Sars um Spitzbergen und an der Norwegischen Küste, die Franzosen unter Delesse (1869) längs der Französischen Küste[3], und die Amerikaner auf Anregung Agassiz in den heimischen Gewässern, gründliche Tiefenuntersuchungen anzustellen.

In England folgte der ersten Expedition schon 1869 eine zweite ausgedehntere mit dem Schiffe „Porcupine" unter Carpenter, Gwyn Jeffreys und Thomson im Norden der Englischen Inseln, dann west- und südlich von Irland.[4]

Im Jahre 1870 setzten Carpenter und Jeffreys die Untersuchungen längs der Französischen, Spanischen und Portugisischen Küste, dann längs der Nordküste Afrikas bis Malta, und von da bis Messina fort.

Zwischen 1858 und 1869 wurden mit den Schiffen „Serpent, Cyklops und Hydra" unter den Kapitänen Bullok, Pullen und Shortland im nördlichen Theile des Indischen Oceans (Arabischen und Bengalischen Busen) wegen des zu legenden unterseeischen Indisch-Australischen

---

[1] C. Wyville Thomson. The Depths of the Sea.

[2] Proc. of the R. geogr. Soc. Vol. XVII und XVIII. — W. Thomson. The Depths of the Sea 1873. Um die oben angeführte Thatsache genauer festzulegen, erhielt das Vermessungsschiff „Knight Errant" 1880 (Juli und August) den Auftrag, in diesem Gebiete neuerliche Messungen anzustellen. (Vgl. Annal. d. Hydr. etc. 1880, X, p. 491.)

[3] Petermanns geographische Mittheilungen. 1877, p. 125.

[4] C. W. Thomson. The Depths of the Sea.

Telegraphen-Kabels Tiefenstudien angestellt und hiebei die Tiefenverhältnisse in diesen Gegenden geklärt.[1]

Während der letzteren Expedition mit der „Hydra“ kam das schon vorhin erwähnte „Hydra-Loth“ von Mr. Gibbs zuerst zur Anwendung.[2]

23. Eine nicht unwesentliche Erweiterung fanden die oceanographischen Forschungen zu dieser Zeit durch die „Adria-Commission“[3] der kaiserlich-österreichischen Akademie der Wissenschaften indem sie 1868 — gleichzeitig mit der geodätischen und hydrographischen Neuaufnahme des Adriatischen Meeres von Triest bis Corfu — an acht Stationen, fixe Beobachtungen einführte, sowie durch die „kaiserlich-deutsche Commission zur wissenschaftlichen Untersuchung der Deutschen Meere“[4], welche nach dem Jahre 1872 an 20 Stationen solche Beobachtungen ins Leben rief. Während die Beobachtungen in der Ost- und Nord-See durch zwei Fahrten in den Sommermonaten 1871 und 1872 mit dem Dampfer „Pomerania“ eingeleitet wurden, zogen die in der Adria schon eingeführten Stations-Beobachtungen die selbstständigen Untersuchungsfahrten mit den Dampfern „Nautilus“, „Deli“ und “Hertha“ in den Jahren 1874, 1876, 1877 und 1880[5] und jene des Dampfers „Pelagosa“ im Juli 1877 und Februar 1878[6] nach sich.

Die hiedurch gewonnenen Daten und die daraus gezogenen Conclusionen, welche in einer Reihe von Berichten niedergelegt wurden, brachten uns nicht nur wertvolle Aufschlüsse über die physikalischen Verhältnisse dieser Meere, sondern sie führten, wenigstens in den Deutschen Meeren, auch zu wichtigen praktischen Resultaten, indem die Lebensbedingungen der dort vorkommenden Fische genauer erkannt, und speciell ein ganz befriedigender Einblick über das Laichen, die

---

[1] Vgl. Journ. of the R. g. Soc. Vol. 41, 1871, p. 54 etc.

[2] Sounding Voyage of H. M. S. „Hydra“, Capt. P. F. Shortland. 1868. Published by order of the Lords Commis. of the Admiralty. London, 1869.

[3] Berichte der Adria Commission. I, II, III, IV und V. Wien, 1870, 1871, 1873, 1878 und 1880.

[4] Berichte der Commission zur wissenschaftlichen Untersuchung der deutschen Meere. I, II, III, IV, V und VI. Berlin, 1873, 1875, 1878.

[5] Berichte an die königlich-ungarische Seebehörde in Fiume über die physikalischen Verhältnisse des Adriatischen Meeres. I, II, III und IV. Fiume, 1877 und 1878. — Physikalische Untersuchungen im Adriatischen und Sicilisch-Jonischen Meere. Von J. Wolf und J. Luksch. Mittheilungen aus dem Gebiete des Seewesens. VIII und IX. Pola, 1881.

[6] Man sehe Hopfgartners Berichte im V. und letzten Bericht der Adria-Commission. Wien, 1880.

Nahrung und das Wachsthum des Härings gewonnen wurde. Dadurch erwächst aber der Großfischerei in jenen Gegenden, welche tausenden von arbeitsamen Händen reichliche Beschäftigung und dadurch vielen hundert Familien Nahrung verschafft, ein bedeutender Nutzen, da der Fischfang nunmehr auf einer rationelleren Basis betrieben werden kann.

24. Von 1870 auf 1871 erfolgte unter Kapitän P. Giraud mit dem amerikanischen Schulschiff „Mercury" eine erste, und von 1872 auf 1873 eine zweite Excursion in den Atlantischen Ocean. Während der ersten Reise von New-York nach der Sierra-Leone in Afrika und von da über Westindien zurück wurde im äquatorialen Theile des Oceans der Atlantische Rücken (Äquatorial-Rücken) und die zwei Einsenkungen zu dessen Seiten aufgefunden.[1] Während der zweiten Fahrt hob man in der vulcanischen Region Grundproben von unzweifelhaft vulcanischem Ursprung auf.[2]

Schon im December 1872 begann die „Challenger-Expedition" unter Nares als Commandanten und Wyville Thomson als wissenschaftlichem Leiter. Diese Expedition, welche einzig nur der wissenschaftlichen Erforschung der Oceane gewidmet war, und bei der man alle Erfahrungen, welche während der vorangegangenen Expeditionsreisen gesammelt wurden, gebührend berücksichtigte, dauerte bis Mai 1876 und hatte die schönsten Erfolge aufzuweisen, denn sie kehrte mit zahlreichen Messungen aus allen Oceanen heim.[3]

Nicht minder ersprießlich waren die Tiefsee-Forschungen, welche während der Weltumseglung an Bord der kaiserlich-deutschen Kriegscorvette „Gazelle" unter dem Commando des Kapitän zur See Fr. v. Schleinitz in den Jahren 1875 und 1876 ausgeführt wurden. Wenngleich dieses Schiff hauptsächlich zu dem Zwecke ausgerüstet worden war, um die deutsche Expedition zur Beobachtung des Venus-Durchganges auf die Kerguelen-Inseln zu bringen, so unterließ man es außerdem auch nicht, bei jeder geeigneten Gelegenheit eingehende oceanographische Untersuchungen anzustellen.

---

[1] Cruise of the School-ship „Mercury" in the tropical Atlantic etc. New-York, 1871.

[2] E. Behms geographisches Jahrbuch. V. 1874, Gotha, p. 222.

[3] H. M. S. Challenger. Reports on ocean soundings and temperature. Nr. 2—7 in den „Hydrographic Proceedings" der englischen Admiralität. Enthalten sub Nr. 34.819, 35.870, 37.061, 37.873, 38.791 und 39.662, und C. Wyville Thomson. The Voyage of the Challenger. The Altantic.

Die Challenger-Expedition dauerte vom 7. December 1872 (Sheerness) bis zum 27. Mai 1876 (Sheerness). Vgl. Taf. I.

Während die an Bord der Gazelle vorgenommenen Messungen einerseits die auf dem Challenger angestellten Beobachtungen mehrfach ergänzen und bestätigen, erhielten wir gerade durch diese Expedition auch noch wertvolle Aufschlüsse über bisher fast unberührte Meerestheile des Großen, und ganz besonders aber des Indischen Oceans.[1]

Der amerikanischen Expedition mit der „Tuscarora" in der Zeit von 1873 bis 1876[2] unter den Commandanten G. F. Belknap, Erben und J. N. Miller verdanken wir hauptsächlich die erste sichere und detaillirtere Aufschließung des Großen Oceans[3], der mit Ausnahme der Einblicke in den Betrag der mittleren Tiefe, welche uns die großen Seebeben-Wellen in den Jahren 1854 und 1868 und das Erdbeben 1877 gewährten, bis dahin völlig unerforscht war, da alle vorhergegangenen Expeditionen sich zumeist den Atlantischen Ocean zum Schauplatz ihrer Thätigkeit ausgewählt hatten.

Unsere oceanographischen Karten über die Tiefen, Temperaturen, Salzgehalte etc. verdanken ihr gegenwärtiges Aussehen vornehmlich den Ergebnissen der eben angeführten drei großen See-Expeditionen. Ganz speciell sei noch hervorgehoben, dass die englische Challenger-Expedition im Atlantischen, die amerikanische Tuscarora-Expedition im Stillen und die deutsche Gazelle-Expedition im Indischen Ocean die größten bisher gemessenen Tiefen (zu 7086 M., 8513 M. und 5523 M.) auffand.

25. Diesen großen Expeditionen schließen sich, unsere Kenntnisse über die oceanographischen Verhältnisse erweiternd, viele kleinere und alle jene an, welche in letzter Zeit der Erforschung der nördlichen Polargegenden gewidmet waren. Unter den ersteren seien hervorgehoben die Expeditionen auf den Schiffen „Valorous", „Gettysburg", „Saratoga" und „Blake" im Nordatlantischen, „Essex" im Südatlantischen, „Dacia", „Yukon", „Alert", „Ariadne", „Alaska" und „Ranger" im Großen Ocean.[4]

---

[1] Siehe die Annalen der Hydrographie und maritimen Meteorologie von 1874 angefangen etc. Die Reise dauerte vom 21. Juni 1874 (Kiel) bis 27. April 1876 (Kiel). Vgl. Taf. I.

[2] Die Untersuchungsfahrten der Tuscarora fallen in die Zeit vom 17. September 1873 (S. Francisco) und den 17. März 1878 (S. Francisco). Vgl. Taf. I.

[3] G. E. Belknap. Deep-Sea Soundings etc. 1874, Wash. — Hyd. Office Wash., 1874, 1875, 1876. — Annal. d. Hydr. etc. 1874, 1875, 1876 etc.

[4] S. B. M. S. „Valorous" unter L. Jones. Begleit- und Proviantschiff von „Alert und Discovery", 1875. (Hydr. Proceed. Nr. 38.248. 1875. — Annal. d. Hydr. 1876. p. 108.)

Die physikalischen Verhältnisse des Arktischen Oceans wurden in den letzten zwei Decennien durch eine Reihe von Expeditionen, bei welchen sich die meisten seefahrenden Nationen betheiligten, in sehr schätzenswertem Maße aufgeklärt.[1] Das Beobachtungsgebiet der meisten

---

V. St. D. „Gettysburg" unter M. F. Green. (Hydr. Notice Nr. 52. — Annal. d. Hydr. 1876, p. 525.)

V. St. D. „Saratoga" unter R. D. Evans. 1879. (Hydr. Notice Nr. 39. 1879. — Annal. d. Hydr. 1879, p. 598).

V. St. D. „Blake" unter Sigsbee (Deep-Sea Soundings etc. by Ch. D. Sigsbee. Wash., 1880. — Annal. d. Hydr. etc. 1881, VIII und IX).

„Le Travailleur." Französische Expedit. in der Biscaya-Bai, 1880. (Petermanns geographische Mittheilungen. IX, 1880, p. 363. — Annal. d. Hydr. 1880, X, p. 499.)

V. St. D. „Essex" 1877 und 1878 unter W. S. Schley. (Hydr. Notice Nr. 20. Wash. 1878. — Annal. d. Hydr. 1878, p. 322.)

B. D. „Dacia" 1876 zwischen Valparaiso und Callao. (Noticias hidrograficas Nr. 42. 1876. Santiago. — Annal. d. Hydr. etc. 1877, p. 69.)

V. St. S. „Yukon" unter Mr. H. W. Dall im Berings-Meer und der Berings-Straße. (Petermanns geographische Mittheilungen. 1881, II und X.)

J. B. M. S. „Alert" 1879 und 1880 im Südpacifischen Ocean. (Hydr. Not. Nr. 13. Lond., 1881. — Annal. d. Hydr. etc. 1881, VIII, p. 449.)

D. S. „Ariadne" unter Kapitän Werner 1879. Strömungsverhältnisse im Nordpacifischen Ocean. (Annal. d. Hydr. etc. 1879.)

V. St. S. „Ranger". Commander Philip. 1878 und 1881. Golf von Calif. — Mexicanische W. Küste, — im Ocean zwischen 32° 53′ bis 37° 53′ N. B. und 119° 28′ bis 137° 40′ W. L. zur Constatirung der Reed- oder Falmouth-Rocks. (Hydr. Notice. Wash., 1881, Nr. 73. — Ann. d. Hydr. etc, 1882, II.)

V. St. S. „Alaska" unter G. E. Belknap. 1881. Küste von Peru. (Hydr. Notice. Wash., 1881, Nr. 71. — Ann. d. Hydr. etc. 1882, II.)

[1] „Foam," Lord Dufferin. 1856. Nordmeer. Petermanns geographische Mittheilungen. 1870, p. 212.

„Sofia" unter der wissenschaftlichen Leitung von Nordenskiöld. 1868. Zwischen Norwegen, Spitzbergen und Grönland. — Petermanns geographische Mittheilungen 1868, 1869.

„Germania" unter K. Koldewey, 1868 — und „Germania und Hansa" unter Koldewey und Hegemann. 1869—70. Zwischen Norwegen, Grönland und Spitzbergen. — Petermanns geographische Mittheilungen, 1868, p. 20, 332, 336, 368, 429. 1869, p. 201. Taf. 11. 1870, p. 254, 420. Die zweite deutsche Nordpolfahrt in den Jahren 1869 und 1870 unter Führung des Kapitäns K. Koldewey.

„Bienenkorb", „Diana", „Alert". Petermanns geographische Mittheilungen. 1869, p. 234.

„Tegetthoff" unter Weiprecht und Payer. 1872—74. Franz Josef-Land. Petermanns geographische Mittheilungen. 1874, p. 39. 1876. p. 201. — 1878, p. 375 etc. — Ann. d. Hydr. 1882. p. 391, etc.

„Vöringen" unter der wissenschaftlichen Leitung von Mohn. Im Nordmeere. 1876. 1877, 1878 in den Monaten Juni, Juli, August. — Petermanns geographische Mittheilungen. Erg.-Heft Nr. 63, 1880.

Expeditionen fällt in das „Europäische Nordmeer“ zwischen Grönland und Nowaja-Semlja, dessen oceanographische Verhältnisse Professor Mohn im 63. Ergänzungshefte der geographischen Mittheilungen von Petermann eingehend beleuchtet hat. Von den Expeditionen seien besonders jene mit den Schiffen „Sofia“, „Germania“, „Bienenkorb“, „Diana“, „Alert“, „Tegetthoff“ und „Vöringen“ hervorgehoben.

Zwei große Expeditionen haben uns aber auch über andere Meeresgebiete im Arktischen Ocean wertvolle Beobachtungen und Untersuchungen gebracht. Es sind dies die englische Nordpolar-Expedition mit den Schiffen „Alert“ und „Discovery“ in den Jahren 1875 und 1876 unter der Leitung Sir. G. Nares zwischen Grönland und den Arktischen Inseln Nordamerikas und die schwedische Expedition mit der „Vega“ unter der Leitung des Dr. A. E. Baron von Nordenskiöld, dem es vorbehalten war, in den Jahren 1878 und 1879 die schon seit Jahrhunderten angestrebte nördliche Umschiffung Asiens zu bewerkstelligen. Außer reichen geographischen Erfolgen sind auch die oceanographischen Beobachtungen, welche während dieser Expeditionen angestellt wurden, von hoher Bedeutung, weil durch sie die ersten sicheren Daten über die oceanographischen Verhältnisse jener Gegenden gewonnen wurden.[1]

Ueber das Berings-Meer, die Berings-Straße und die nördlich von denselben liegende Gegend wurden wir in jüngster Zeit durch die Expeditionen auf dem russischen Schiffe „Wssadnik“[2] unter Lieutenant

---

Dänische Expeditionen um Irland in der Dänemarkt-Straße und Ostgrönland. Kapitän Graah. 1828. Knudsen, 1859. Bang, 1869. Jacobson, 1877. Mourier, 1879. Buchwald, 1878. — Annal. d. Hydr. 1881, V, p. 237 und Petermanns geographische Mittheilungen. 1869, Taf. 15 und 17. 1870, p. 11. 1871, p. 5.

„Nordland“ unter E. H. Johansen. 1878. Nordkarisches Meer. Petermanns geographische Mittheilungen. 1879, p. 57.

„Gulnare“ unter O. T. Sherman. 1880. Davis-Straße und Westgrönland. The Americ. Journ. of Science. 3. S., Vol. 21, 1881. — Annal. d. Hydr. etc. 1881, V, p. 234.

[1] „Alert und Discovery“ unter Sir G. Nares. (29. Mai 1875. Portsmouth, Davis-Straße, Baffin-Bai, Smith-Sund nach Norden. 27. Oktober 1876. Portsmouth. — Annal. d. Hydr. etc. 1881, II. — Petermanns geographische Mittheilungen. 1876, p. 456.

„Vega“ unter Nordenskiölds wissenschaftlicher Leitung. 1878 und 1879. Nördliche Umschiffung von Asien. — Revista Marittima. 1880, III. — Petermanns geographische Mittheilungen. 1879, p. 14. — Verhandlungen der Gesellschaft für Erdkunde. Berlin, 1878, p. 228. — Annal. d. Hydr. etc. 1881, II.

[2] „Wssadnik“ unter Lieutenant Onatzewitsch. Sommer 1876. Berings-Meer, Berings-Straße bis zum Nordcap. Petermanns geographische Mittheilungen. 1879, p. 136, Taf. 8. — Annal. d. Hydr. etc. 1881.

Onatzewitsch 1876 und jene auf den amerikanischen Schiffen „Yukon" unter Mr. Dall bis 1880, dann auf dem Zollkutter „Corwin" und dem Dampfer „Rodgers" 1880 und 1881[1] unter C. L. Hooper und R. M. Berry genauer unterrichtet.

Das lange für unbeschiffbar gehaltene Karische Meer wurde zu Ende der Sechziger- und zu Anfang der Siebziger-Jahre wiederholt, besonders von schwedischen und norwegischen Fahrzeugen durchschifft und dabei auch hinsichtlich seiner Tiefen- Temperatur- Strömungs- und Eisverhältnisse untersucht.[2]

Verhältnismäßig wenig wissen wir über die physisch-oceanischen Verhältnisse im Norden des Amerikanischen Festlandes und über die Meeresstraßen und Meeresgebiete zwischen den dort gelegenen Inseln, da die dorthin vorgedrungenen Polarfahrer in erster Linie geographische Ziele verfolgten, und noch dazu mit sehr mangelhaften Instrumenten versehen waren.[3]

Allgemeine Ergebnisse der neueren und neuesten oceanographischen Forschungen.[4]

26. Die Bereicherung unserer oceanographischen Kenntnisse durch die ausgedehnten neueren Forschungen verdanken wir nicht allein einer Reihe von praktischen Fragen, deren Lösung zu eingehenden Beobachtungen des Oceans drängten, sondern auch rein wissenschaftlichen Bestrebungen; denn die seefahrenden Nationen fingen an, es als eine Ehrenpflicht zu betrachten, die noch dunkel gebliebenen Verhältnisse in den Meerestiefen aufzuhellen. Ganz besonders haben die

---

[1] Petermanns geographische Mittheilungen. I, 1882, p. 7 und Taf. 2. — Durch die zwei letztgenannten Schiffe wurde das Wrangel-Land als eine Insel constatirt und deren Größe und sonstige Beschaffenheit festgestellt.

[2] Ueber die Expeditionen im Karischen Meere vgl. Petermanns geographische Mittheilungen, 1868 etc.

[3] Expeditionen unter den Commandanten Beechey 1825—28, Sir E. Parry, S. J. Ross und Sir E. Sabine 1818—23, Sir E. Belcher 1852—53, G. Back 1836—37, Kellet 1845—51, Dr. Rae 1846—47, 1853—54, Kane 1853—55. Sir H. F. Austin 1850—51, Mc. Clintock 1858—59, Hall 1871—73. — J. Prestwich. Philos. Trans. 1875. V. 165. — Annal. d. Hydr. etc. 1881, II, III, V. — Mayer und Luksch. Weltkarte als Behelf für das Studium geographischer Entdeckungs- und Forschungsreisen. 1879.

[4] Vgl. Dr. G. v. Boguslawski in den Annalen der Hydrographie etc. 1879, I, II, III. — 1880, II. — 1881, II, III, V. — Derselbe in Behms geographischen Jahrbuch. VII, 1878 und in: Sammlung gem.-verst. wissensch. Vorträge von R. Virchow und Fr. von Holtzendorff. Heft 310/311.

letzten großen See-Expeditionen, welchen die Lösung zum Theile technischer, zum Theile rein wissenschaftlicher Probleme übertragen war, ungemein fördernd in den Ausbau der Oceanographie eingegriffen. Sie setzten die nunmehrigen Beobachtungs-Methoden fest, brachten ein bestimmtes System in alle Untersuchungen, und wiesen den Wert der einzelnen oceanographischen Instrumente, sowie die mit denselben erreichbare Genauigkeit nach.

Die Ergebnisse der in der letzten Zeit ausgeführten oceanischen Messungen sind in allen Zweigen so reichhaltig, dass an dieser Stelle, um die knappe historische Darstellung abzuschließen, nur die allerwichtigsten Resultate eine Erwähnung finden können, während die Details, mehr oder weniger ausführlich, erst in den folgenden Abschnitten zur Geltung kommen werden.

27. Was zunächst die Tiefen und die Boden-Formation betrifft, so haben die erfolgreichen Forschungen der letzten Zeit die Meinung der „unergründlichen Tiefen" nicht nur auf immer beseitigt, sondern sie haben uns auch über den Betrag derselben belehrt, indem sie den Beweis erbrachten, dass die größten oceanischen Tiefen bedeutend geringer sind, als man früher vermuthet hatte, und dass dieselben den bedeutendsten Höhen der Berge nahezu gleichkommen. Fand auf diese Weise eine schon in der ältesten Zeit bloß instinctmäßig entstandene Meinung ihre thatsächliche Bestätigung, so lieferten die neuen Messungen anderseits auch wieder den Beweis, dass die größten Depressionen an ganz anderen, als an den bisher vermutheten Stellen liegen; denn im Atlantischen Ocean fand man die größte Tiefe zu 7086 M. (3875 Faden) in 19° 41′ N. B. und 65° 7′ W. L. ganz nahe der Insel St. Thomas in Westindien, und nicht in der Mitte des Südatlantischen Oceans, zwischen Brasilien und Afrika. Auch im Stillen Ocean wurde die größte Depression von 8513 M. (4655 Faden) in 44° 55′ N. B. und 152° 26′ O. L. in der Nähe der Kurilen-Inseln, an einer Stelle aufgedeckt, an welcher man sie zuvor jedenfalls nicht vermuthet hatte, und dasselbe gilt für den Indischen Ocean, in welchem man die größte Tiefe südöstlich von Java, in 16° 11′ S. B. und 117° 32′ O. L. zu 5523 M. (3020 Faden), also auch wieder am Rande des Oceans fand. In der Mitte der Oceane wurden vielmehr allenthalben entweder ausgedehnte oder kleinere Erhebungen constatirt.

Die nach und nach gewonnenen Tiefenangaben wurden in Karten eingetragen und zu Profilen zusammengesetzt, wodurch man in die Lage kam, sich von der Modellation des Meeresbodens eine richtige Vorstellung zu bilden. Nachdem aber die älteren Lothungen größten-

theils nur einen mehr oder weniger breiten Saum längs der Ufer aufhellten, und bei der Darstellung der Tiefen-Profile, die Vertical- gegen die Horizontal-Dimensionen durchwegs stark vergrößert wurden, so blieb bei der Construction der Bodenformen in den größeren Tiefen nicht nur der Fantasie der größte Spielraum, sondern es wurde auch die Vorstellung durch die verzerrten Profile verwöhnt und irregeleitet, weshalb sich die schon früher berührte Anschauung Bahn brach, dass der Meeresgrund Berge, Hügel und Thäler von gleichen und ähnlichen Böschungen aufweise, wie das Terrain auf dem festen Lande[1]; eine Anschauung, die erst in letzterer Zeit als vielfach irrig erkannt wurde. Die neuesten Tiefenmessungen zeigten, dass mit Ausnahme vulcanischer Gebiete, der Seeboden ferne von der Küste, nur äußerst mäßige Anschwellungen und Vertiefungen aufweise, so dass selbe, wären sie auf dem festen Lande, vom Auge eines Beobachters kaum wahrgenommen werden könnten. Es ist dies eine Thatsache, welche der ewig thätigen chemischen und mechanischen Wirkung des Meerwassers zu verdanken ist. Die vermehrten Tiefenmessungen hatten — wie schon früher bemerkt wurde — auch zur Folge, dass man die Mitteltiefen der Oceane zu berechnen begann.

Im Jahre 1868 unternahm es zuerst Oskar Peschel,[2] auf Grund der von Maury hergestellten Tiefenkarte, die mittlere Tiefe des Nordatlantischen Oceans zu berechnen. Nach Beendigung der großen See-Expeditionen in den Siebziger-Jahren berechnete Dr. Alex. Supan[3] (1878) die mittlere Tiefe der Südsee und fast gleichzeitig arbeitete Otto Krümmel[4] an der Feststellung der Mitteltiefen für alle Oceane und Theile derselben.

Die mittleren Meerestiefen scheinen sich in beiden Hemisphären ziemlich gleich zu verhalten. Die ausgedehnteren Wassermassen liegen auf der Südlichen, die größten Tiefen dagegen fand man bisher auf der Nördlichen Hemisphäre.

Es sei noch hervorgehoben, dass Dr. A. Petermann die Tiefen des Großen, und die deutsche Seewarte in Hamburg die Tiefen und submarinen Erhebungen im Atlantischen Ocean, allerdings von verschiedenen

---

[1] J. G. Kohl weiß in seinem Werke Geschichte des Golfstromes etc. noch 1868 von der Entdeckung der Berge und Thäler im Golf-Strome zu berichten.

[2] Ausland. 1870, p. 730.

[3] Petermanns geographische Mittheilungen. 1878, p. 213.

[4] Otto Krümmel. Versuch einer vergleichenden Morphologie der Meeresräume. Leipzig, 1879. Vgl. hiezu den vierten Abschnitt.

Gesichtspunkten ausgehend, benannten, wodurch der Anfang zu der nothwendig gewordenen Nomenclatur des submarinen Terrains gemacht wurde, das man durch die fortgesetzten Forschungen immer detaillirter erschloss.

28. Grundbeschaffenheit. — Bodenablagerungen. — Ein weiterer Gewinn der neuen Tiefenmessungen besteht darin, dass sie die Beschaffenheit des Meeresbodens an solchen Stellen aufhellten, an welchen man sie bisher nicht kannte. Durch die eingehenden Untersuchungen mit den Grundnetzen und Loth-Apparaten ist es nämlich möglich geworden, über die oberste Hülle des Meeresbodens in gar manchen Gebieten eine ebenso genaue Kenntnis, als über die Beschaffenheit und Zusammensetzung der trockenen Erdkruste zu erlangen. Dadurch aber, dass uns die Tiefenforschung nicht allein über die Beschaffenheit des Meeresbodens aufklärt, sondern auch in die Processe einweiht, welche unmittelbar an und mit dem Boden der Oceane vor sich gehen, wird sie auch zur Dienerin der Geologie.

Die aus den Tiefen heraufbeförderten Bodenablagerungen sind speciell für die Naturhistoriker und Geologen von höchster Wichtigkeit, da sie den erstgenannten den einzigen Weg zu genauen und gründlichen Untersuchungen über das Thier- und Pflanzenleben in den verschiedenen Tiefen des Meeres eröffnen, und den letzteren den richtigen Einblick in jene Ablagerungs-Processe, die schon vor tausenden von Jahren bei der Bildung unserer jetzt über Wasser befindlichen Sediment- oder Schichtengesteine thätig waren, erleichtern.

Das Verdienst, die gesammten Ablagerungen am Grunde der Meere übersichtlich eingetheilt zu haben, gebührt dem Geologen der Challenger-Expedition John Murray, welcher nur: 1. Küstenablagerungen, 2. Globigerinen-Schlamm, 3. Radiolarien-Schlamm, 4. Diatomeen-Schlamm und 5. rothe und graue Thone (Tiefsee-Thone) unterscheidet.[1]

Eine für die Wissenschaft besonders wichtige Klärung ist ferner dadurch herbeigeführt worden, dass der Chemiker der Challenger-Expedition (J. J. Buchanan) nachwies, dass der Globigerinen-Schlamm keine wie immer gearteten lebenden organischen Bestandtheile enthalte und dass demnach der sogenannte „Urschleim“ nicht existire. „Der

---

[1] Proceed. of the R. Soc. Vol. 24, 1875—76, p. 471 etc. — Annal. d. Hydr. 1879, p. 52. — Behms geographisches Jahrbuch. VII. Dr. G. v. Boguslawski. Ueber einige etc.

Bathybius-Schlamm“ oder „lebende Schlamm der Meerestiefen“, der Urschleim oder das Protoplasma Okens, der von Huxley 1857 zuerst genau untersucht und „Bathybius Haeckelii“ genannt worden war, und dessen Existenz von Wallich, Wyville Thomson und Haeckel bestätigt war, existirt in Wirklichkeit nicht, weder als organisches Wesen, noch als Bestandtheil des Meeresgrundes.[1]

29. Die Temperatur und das specifische Gewicht des Meerwassers. — Die Temperatur- und Dichtemessungen des Seewassers an der Oberfläche, in verschiedenen Tiefen und unmittelbar über dem Meeresboden haben übereinstimmend ergeben, dass sich ebensowohl die Temperatur, wie auch die Dichte des Meerwassers, nicht nur mit der geographischen Ortslage und Jahreszeit, sondern auch mit der Tiefe ändert.

Die Temperatur nimmt im allgemeinen von der Oberfläche nach der Tiefe ab. Die Abnahme ist zuerst bis zu 130 oder 150 Meter, bis zu welcher Tiefe der Einfluss der Luft- und Sonnenwärme reicht, eine ziemlich rasche. Eine durchschnittliche Temperatur von +4° C. wird in Tiefen von 730 M., aber auch noch in solchen von 1100 M. angetroffen.

Die Oberflächen-Temperatur schwankt zwischen —3° und +22° C., jene am Meeresgrunde dagegen zwischen —3° und +2° C. Es ist demnach die Amplitude der Grund-Temperatur in größeren Tiefen eine verhältnismäßig sehr geringe.

Die Erniedrigung der Tiefen-Temperaturen rührt von einer allgemeinen Wasserbewegung in den tieferen Regionen, aus den Polar- nach den Aequatorial-Gegenden her. Und zwar sind in den entsprechenden Breiten die Boden- und Tiefen-Temperaturen umso niedriger, je freier die Verbindung des betreffenden Oceangebietes mit den Polarmeeren ist.[2]

Natürlich stieß man hie und da auch auf interessante Abweichungen von dem allgemeinen thermischen Verhalten des Oceanwassers. So wurden z. B. wärmere Wasserschichten zwischen kälteren von der Challenger-Expedition in 65° 42′ S. B. und 79° 49′ O. L. v. Gr., von der Tuscarora-Expedition in dem Gebiete zwischen 49° und 52° N. B. und 158° und 167° O. L. v. Gr., ferner von Professor Mohn in Norwegischen Fjorden beobachtet. Es scheint, dass derartige Abweichungen an höhere Breiten und an Randgebiete der Oceane gebunden sind.

---

[1] Annal. d. Hydr. etc. 1879, p. 53.

[2] Annal. d. Hydr. etc. 1879, p. 55.

Eine andere Abweichung wurde während der Challenger-Expedition in der Mindoro-See zwischen Borneo, Mindanao und dem Sulu-Archipel in den Monaten October und Jänner 1874—75 constatirt. Die Temperatur sank von der Oberfläche bis zu 730 M. von 28° auf 10·3° C. herab. Von dieser Stelle an verblieb sie bis zum Grunde (4663 M.) unverändert, so dass hier eine fast 4000 M. tiefe Wasserschichte dieselbe Temperatur von 10·3° C. zeigte. Aehnliche Wahrnehmungen wurden in der Melanesia- Banda- Celebes- und China-See gemacht.[1] Der Grund dieser Erscheinung ist darin zu suchen, dass die genannten Meeresbecken durch unterseeische Riffe von einer gewissen Tiefe nach unten ganz abgesperrt sind, weshalb kein kälteres Wasser, als das an der Riffgrenze befindliche in den tieferen Kessel eindringen kann. Wir erkennen daraus, dass uns die Temperatur-Messungen bis zu einem gewissen Grade auch bei der Feststellung der Modellation des Meeresbodens behilflich sein können.

Die Wichtigkeit der See-Thermometer und der Temperatur-Messungen zum Behufe der Navigation ist jetzt allgemein anerkannt.[2]

Die Dichte des Meerwassers in den großen Oceanbecken wurde in letzterer Zeit von J. Buchanan[3] einer eingehenden Untersuchung unterzogen.

Nimmt man die Dichtigkeit des reinen Wassers bei der Temperatur von 4° C. als Einheit an, so entsprechen sich folgende Salzgehalte und specifischen Gewichte, diese auf 15·56° C. reducirt:

Salzgehalt per Mille: 33·765, 35·049, 36·343, 37·637
Specifisches Gewicht: 1·025, 1·026, 1·027, 1·028.

Die Dichte des Oceanwassers ist vom Salzgehalt und von der Temperatur, diese aber ihrerseits wieder von der Luft-Temperatur, vom Niederschlage der Verdunstung und Eisbildung abhängig. Alle diese Einflüsse wirken zunächst vorzugsweise auf die Oberfläche und auf die oberen Schichten des Wassers ein. Es wird daher der Salzgehalt in den Passatzonen (am meisten im Nordatlantischen Ocean) durch die

---

[1] Vgl. Rap. der Challenger-Exp. — Annal. d. Hydr. etc. 1879, p. 57. — Behms geographisches Jahrbuch. VII.

[2] Es gibt sogar Kapitäne, welche behaupten, gewisse Meeresgebiete lieber mit einem guten Thermometer, als mit einem Chronometer zu durchschiffen. Vgl. E. Neumann in d. Annal. d. Hydr. etc. 1877, p. 535.

[3] Journ. of the Royal Geogr. Soc. Lond., 1878, Vol. 47, p. 72. „On the distribution of salt in the ocean as indicates by the specific gravity of its waters." — Annal. d. Hydr. etc. 1879, p. 98.

starke Verdunstung, und in den Polarzonen durch die Eisbildung vermehrt. Zwischen den Passatzonen liegt die an Niederschlag reiche Calmenzone, in welcher ein geringeres specifisches Gewicht angetroffen wird und zwischen den Polar- und Passatzonen halten sich Verdunstung und Niederschlag nahezu das Gleichgewicht, weshalb da auch thatsächlich ein mittleres specifisches Gewicht des Meerwassers beobachtet wurde.

Während die obersten Schichten des Meerwassers sohin erhebliche Differenzen aufweisen, ist in größeren Tiefen der Salzgehalt ein annähernd übereinstimmender. — In einzelnen, besonders mehr weniger vom Ocean abgeschlossenen Meeresbecken, wie z. B. in der Ost-See und im Rothen Meere wurden in Folge besonderer Einflüsse auch auffallende Abweichungen von den allgemeinen Wahrnehmungen constatirt. Auch stellte es sich heraus, dass in solchen Meeresbecken, welche nur durch eine schmale Straße mit dem Ocean communiciren, eine wesentliche Zunahme des Salzgehaltes mit der Tiefe stattfindet.

30. Meeresströmungen. — Was die Meeresströmungen betrifft, so haben hierüber die Untersuchungen der letzteren Zeit unsere Detailkenntnis um vieles bereichert.

Die maritimen Journale der seefahrenden Nationen bringen fortwährend Berichte über beobachtete Meeresströmungen. — Der dänische Admiral Irminger hat fast durch 40 Jahre über die Stromverhältnisse in dem nördlichsten Theile des Atlantischen Oceans eingehende Untersuchungen angestellt und einen großen Theil unserer Stromkarten in diesen Gegenden fixirt. Unter anderem hat Irminger den kalten Strom an der Ostküste Grönlands nachgewiesen und dargelegt, dass derselbe um das Cap Farewell sich zuerst nach Norden und erst in der Davis-Straße wieder nach Süden wendet.[1]

Alex. Findlay war der erste, welcher der Guinea-Strömung, und damit auch den anderen äquatorialen Gegenströmungen den richtigen Platz zwischen den normalen Aequatorial-Strömungen anwies.[2]

Die eingehendsten Forschungen über den Florida-Strom wurden in der neueren und neuesten Zeit durch die Coast-Survey der Vereinigten Staaten von Nordamerika gemacht. Diesen Untersuchungen ist es vornehmlich zuzuschreiben, dass man von dieser bedeutendsten oceanischen Strömung der Erde, eine bis ins Detail gehende Kenntnis

---

[1] Journal of the R. geogr. Soc. V. 26, 1856, p. 36—43. V. 40, 1870, p. 441—448 — Petermanns geographische Mittheilungen. 1870, p. 243—249.

[2] A. G. Findlay. Chart of the North Atlantic Ocean. 1850. October.

gewonnen hat. Der deutsche Kapitän Hoffmeyer bearbeitete die Strömungen in der Dänemark-Straße.[1]

Ueber die Strömungen im Ochotskischen und Japanischen Meere erhielten wir durch den russischen Akademiker Dr. L. v. Schrenck[2] und über jene des Berings-Meeres durch Mr. Dall[3] genauere Aufschlüsse.

Auch haben, wie schon bemerkt, die sorgfältigen Temperatur- und Salzgehalts-Messungen in den großen Oceanen zunächst zur Aufklärung geführt, dass am Grunde derselben eine allgemeine Wasserbewegung von den Polar nach den Aequatorial-Gegenden gerichtet ist, die umso ausgesprochener auftritt, je offener das betreffende Meeresgebiet mit den Polarbecken verbunden ist. Andererseits war es auf die bis nun vorliegenden Messungen hin doch noch nicht möglich, die Ursachen der Meeresströmungen sammt ihren Änderungen in Richtung und Stärke endgiltig aufzuklären, weshalb die schließliche Lösung dieses ebenso interessanten als schwierigen Problems der Zukunft vorbehalten bleibt.

Den Grund zu den meridionalen Meeresströmungen sucht Emil Witte in der Gravitations-Theorie, welche unter anderen auch von A. Mühry vertheidigt wurde.[4] Der Erklärung der meridionalen Meeresströmungen aus den Wärmeunterschieden der äquatorialen und polaren Wasser pflichteten Arago, Lenz, Mühry, Mohn etc. bei,[5] und neuerdings ist für dieselbe auch Carpenter eingetreten,[6] während Sir John Herschel und James Croll die Möglichkeit bezweifeln, dass thermische Differenzen so starke Strömungen hervorbringen können.[7]

W. Ferrel in Amerika hat zuerst auf die Thatsache aufmerksam gemacht, dass an Orten, an welchen polare und äquatoriale (Meridonal) Strömungen sich auf einem schmalen Raume begegnen, die kalten stets

---

[1] Annal. d. Hydr. etc. 1880, IV, p. 173, X, 494. 1881, V, p. 238. — Gute Zusammenfassungen über die Meeresströmungen enthalten die englischen: „Wind and Current Charts, 1872", Labrosse: Routes maritimes, 1872, 1874, 1879, der von der deutschen Seewarte herausgegebene Atlas des „Atlantischen Oceans", 1882 etc.

[2] Mém. de l'Acad. imp. de St. Pétersb. VII. S., T. XXI, Nr. 3, 1873 und Annal. d. Hydr. etc. 1874, Nr. 20 und 21.

[3] Petermanns geographische Mittheilungen. 1881, II und X.

[4] Poggendorffs Annal. Bd. 142 1871. p. 281. — A. Mühry in Petermanns geographischen Mittheilungen. 1874, p. 375.

[5] Poggendorffs Annal. Bd. 37. 1836, p. 450. — A. Mühry. Ueber die Lehre von den Meeresströmungen. Göttingen, 1869, p. 3. — H. Mohn. Grundzüge der Meteorologie. Berlin. 1879, p. 158.

[6] Proceed. of the R. geogr. Soc. XV, 1871, p. 66 und XVIII, p. 354 etc.

[7] Philos. Magaz. Vol. 40, p. 249. — G. Leipoldt. O. Peschels phys. Erdk., II, p. 94.

westwärts der warmen liegen. Die Rotation der Erde ist es, welche die ersteren nach Westen, die letzteren nach Osten drängt.[1] Zum Schlusse mögen noch die wichtigen theoretischen Entwicklungen des Professor Zöppritz in Gießen[2] über den tiefgehenden Einfluss der Winde auf die Meeresströmungen und über die Stromfiguren, die beim Anprall an die Küsten entstehen, ihre gebührende Erwähnung finden, da dieselben zur Aufklärung der ursächlichen Gründe der Meeresströmungen außerordentlich viel beigetragen haben.

31. Das Ebbe- und Flut-Phänomen anlangend, war man nicht nur bemüht, durch Feststellung der Hafenzeit und Fluthöhe für möglichst viele Küstenpunkte der praktischen Navigation dienstbar zu werden, sondern man strebte auch darnach, die Theorie der Ebbe und Flut mit den beobachteten Erscheinungen in Einklang zu bringen, respective die in manchen Meeresgebieten wahrgenommeuen Abweichungen aufzuklären und die besonderen und localen Einflüsse festzustellen und zu trennen. Daussy, Whewell, Bunt, Airy, Lentz, Ferrel, Jordan, Thomson, Börgen und viele andere haben bei ihren Behandlungen des Flut-Phänomens auf locale Einwirkungen und ganz speciell auf den Einfluss des Luftdruckes und des Windes hingewiesen. Kapitän Beechey begann mit den Untersuchungen über die durch die Ebbe und Flut erzeugten, umsetzenden Meeresströmungen (besonders im Irländischen Canal), und H. Schmink legte den Zusammenhang des Flut-Phänomens mit den säcularen Schwankungen des Seespiegels dar. Mehr oder weniger neue Wege bei der Verarbeitung des Beobachtungs-Materials haben E. Stahlberger in Fiume und Sir William Thomson in London eingeschlagen. — In der Adria wurden die besonderen Erscheinungen der Ebbe und Flut durch Dr. F. Schaub, Dr. Lorenz, die Adria-Commission und Professor E. Stahlberger aufgehellt.[3]

32. Die Chemie des Meerwassers. Den Chemikern ist es gelungen, das Meerwasser genau zu analysiren und bisher in demselben über 30 Grundstoffe, das ist etwa die Hälfte der bisher

---

[1] Nature. 1872, Vol. V, p. 385. — G. Leipoldt. O. Peschels phys. Erdk., II. p. 102.

[2] Göttingische gelehrte Anzeigen, 1878, St. 17, und Wiedemanns Annalen. N. F. III, 1878. Vgl. Annal. d. Hydr. etc., 1878, p. 239 etc. u. 1879, p. 155 etc.

[3] H. Lentz. Von der Ebbe und Flut des Meeres. 1873. — H. Lentz. Flut und Ebbe und die Wirkungen des Windes auf den Meeresspiegel. Hamburg, 1879. — H. Schmick. Das Flutphänomen und sein Zusammenhang mit den säcularen Schwankungen des Seespiegels. 1874. — W. J. Jordan. The Ocean: Its Tides ant their causes. 1873. — E. Stahlberger. Die Ebbe und Flut in der Rhede von Fiume. Budapest, 1874.

bekannten nachzuweisen. Es wurde ferner constatirt, dass das Meerwasser außer athmosphärischer Luft auch Kohlensäure enthält, und dass der Gehalt an Salzen in den offenen Oceanen zwischen 3·84 und 3·28 Procent des Meerwassers schwankt.

Die chemischen Untersuchungen des Meerwassers wurden durch Forchhammer in Kopenhagen und Schmidt in Dorpat, und in letzterer Zeit insbesondere durch den Professor O. Jacobsen in Rostok wesentlich erweitert und zum Theile in neue Bahnen gelenkt. Aus den zahlreichen Wasserproben, welche Jacobsen analysirte, geht hervor, dass in 10.000 Gewichts-Theilen Meerwasser durchschnittlich 0·118 Theile gebundene Kohlensäure enthalten sind.

In Bezug auf den, von der Temperatur abhängigen Gasgehalt fand Jacobsen, dass der Gehalt des Meerwassers an freier Kohlensäure, welcher keinen sehr erheblichen Schwankungen unterliegt, bei einer Temperatur von 13° C. jenen der Luft um ca. 2·7 mal übertrifft; und dass in der Tiefe „die Summe von Sauerstoff und Stickstoff nahezu gleich ist derjenigen Menge dieser Gase, welche das Wasser bei seiner wirklichen Tiefen-Temperatur an der Meeres-Oberfläche aufnehmen würde, weniger der etwa verbrauchten Sauerstoffmenge.“ [1]

33. Das Thier- und Pflanzenleben im Meere. — Auch in naturhistorischer Beziehung ist man in letzterer Zeit bei den Tiefsee-Forschungen unablässig thätig gewesen. Es wurde nicht allein das Materiale, welches mit den Grundnetzen an die Oberfläche befördert wurde, genau und kritisch untersucht, sondern man richtete das Augenmerk ganz besonders auch auf den Zusammenhang zwischen der Temperatur und dem Vorkommen von lebenden Organismen im allgemeinen und jenem von Fischen und ihrer Laichzeit im besonderen, weshalb die reichen in diesem Sinne gesammelten Erfahrungen nicht nur unsere naturhistorischen Kenntnisse überhaupt bereicherten, sondern auch der Fischerei zugute kommen. [2]

Ueber die Verbreitung der Organismen nach der Tiefe ergaben die neuen Forschungen die interessante Thatsache, dass das Pflanzenleben nur bis zu sehr mäßiger, das Thierleben dagegen bis zu jeder Tiefe hinabreicht.

Dr. F. v. Hochstetter sagt: „Zwar reicht das Pflanzenleben nur bis zu Tiefen von 100 Faden (183 M.) oder wenig darüber, dagegen

[1] Annal. d. Hydr. etc. 1879, p. 100. Vgl. auch Jahresberichte der Commission zur wissenschaftlichen Untersuchung der deutschen Meere. 1874, 1875, 1876. Berlin, 1878, p. 289 etc. Vgl. hiezu auch den V. Abschnitt.

[2] Annal. d. Hydr. etc. 1879, p. 101.

darf es als feststehende Thatsache betrachtet werden, dass das Thierleben im Meere, wenn es auch in Tiefen von 1500 Faden (2744 M.) wesentlich abnimmt, keine Tiefengrenze hat, sondern dass Repräsentanten aller Classen der wirbellosen Meerthiere und wahrscheinlich auch Fische über den ganzen Boden des Oceans bis in die größten Tiefen vorkommen.“ [1]

Professor L. K. Schmarda hat die wichtigsten Ergebnisse über die Erforschung des Thierlebens in den verschiedenen Tiefen in folgender Weise zusammengefasst: [2]

1. „Thierisches Leben ist gegenwärtig am Seegrund in allen Tiefen.

2. Es ist am reichsten in mäßigen Tiefen; es hängt ab von der Anwesenheit des Sauerstoffes, der Kohlensäure und des phosphorsauren Kalkes.

3. Die Fauna ist am reichsten in zwei Zonen, die eine an oder nahe der Oberfläche des Meeres, die zweite auf oder nahe über dem Grunde; in dem dazwischen liegenden Raume fehlen nahezu alle Thiere.

4. In großen Tiefen sind Spongien (Schwämme) und Echinodermen (Stachelhäuter) vorherrschend.

5. In Tiefen über 900 M. hat die Fauna überall dieselben Grundzüge. Tiefsee-Genera sind kosmopolitisch. Tiefsee-Species sind an entfernten Orten identisch, oder vikariirende Formen.

6. Die Tiefsee-Fauna zeigt eine größere Aehnlichkeit als die des seichten Wassers mit den Formen der geologischen Tertiär- und Secundärzeit. Bis jetzt ist aber erst eine verhältnismäßig kleine Anzahl von Typen, die man für ausgestorben hielt, in den Tiefen des Meeres entdeckt worden.

7. Die Haupt-Charakterformen der Tiefe und solche, welche den erloschenen Typen am nächsten stehen, scheinen in größter Zahl und hervorragender Größe in den südlichen Oceanen zu leben.

8. Der allgemeine Charakter der Tiefsee-Fauna gleicht am meisten dem des seichten Wassers der hohen nördlichen und südlichen Breiten, weil die Temperatur-Verhältnisse die gleichen sind.“

34. Kaum drei Decennien haben hingereicht, um die vielhundertjährigen Versuche unserer Vorgänger, die immer nur zu widersprechenden Vermuthungen führten, durch positive Thatsachen zu ersetzen, und

[1] Dr. J. Hann, Dr. F. v. Hochstetter und Dr. A. Pokorny. Allgemeine Erdkunde. Prag, 1881, p. 376.

[2] Behms geographisches Jahrbuch. VII, 1878, p. 87.

unser Wissen über die physischen Zustände der Oceane unendlich zu bereichern.

War es einerseits unumgänglich nöthig, verschiedene Gebiete der Oceane hinsichtlich der Tiefe, der Modellation und Beschaffenheit des Meeresbodens, sowie wegen der Meeresströmungen und der Ebbe und Flut, darum genauer zu erforschen, um die unterseeischen Kabel in der gegenwärtigen Ausdehnung von circa 115.000 Seemeilen überhaupt zu ermöglichen, um ferners die Navigationskarten zu vervollständigen und um weiters die verschiedenen Schiffahrts-Routen zu beleuchten und festzustellen, so war es anderseits doch wieder nur reiner Wissensdrang, sich über den Zustand unseres Erdkörpers überall — auch in den größten Tiefen der Oceane — Klarheit zu verschaffen, welcher zu den ausgedehnten Untersuchungen in den letzten Decennien anspornte. Und sicherlich, dieses Bestreben nach Klar- und Wahrheit beseelte jene, welche bei den letzten Expeditionen, die uns über die oceanischen Verhältnisse so reiche Aufschlüsse brachten, thätig waren.

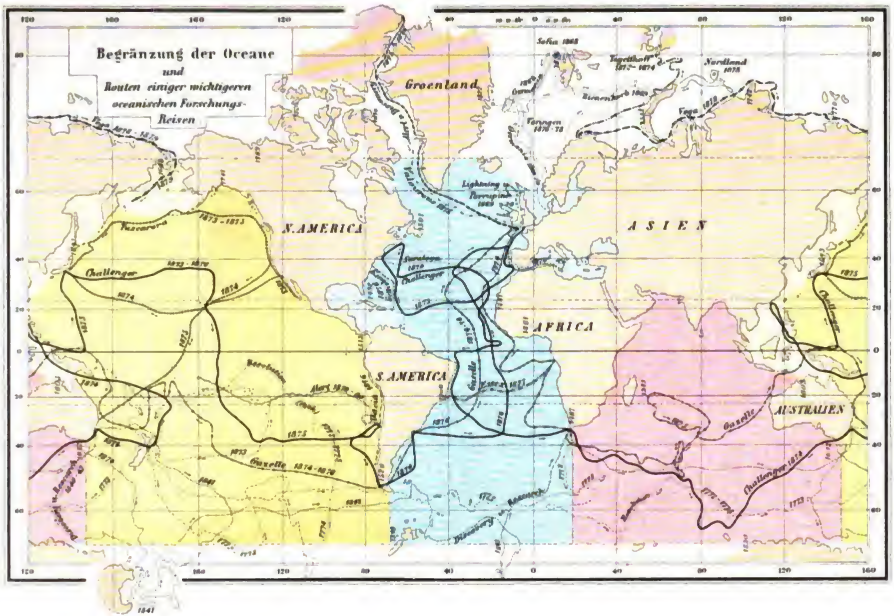
Während man noch bis zur Mitte der Siebziger-Jahre unseres Jahrhundertes die oceanographischen Eigenthümlichkeiten des Weltmeeres kaum zu besprechen wagte und sich fast einzig nur auf den etwas eifriger aufgeschlossenen Nordatlantischen Ocean beschränkte, behandelt man jetzt bereits einen großen Theil der Physik der Oceane schon mit einer noch vor wenigen Jahren nicht geahnten Sicherheit. — So ist denn in dieser Richtung vieles geschehen, noch mehr aber bleibt zu thun, um endlich zu einer so klaren Vorstellung über die Vorgänge im Ocean zu gelangen, wie wir selbe etwa über die Erscheinungen am gestirnten Firmamente besitzen. [1]

---

[1] Die allmählige Erweiterung unserer Kenntnisse über das Verhältnis zwischen Wasser und Land auf der Erdoberfläche, sowie über den successiven Verlauf der Entdeckung der Küsten u. dgl. konnte in dem vorliegenden Abschnitte aus mehrfachen Gründen keine directe Berücksichtigung finden. Nur wenige Jahreszahlen über Entdeckungen besonders wichtiger Küstenpunkte fanden in der Tafel I noch Platz. Im Uebrigen weisen nur noch die eingetragenen Forschungsreisen hie und da auf die geographische Erweiterung der Oceangebiete hin.

Einen raschen Ueberblick in dieser Hinsicht gewährt die „Weltkarte als Behelf für das Studium geographischer Entdeckungs- und Forschungsreisen" von Mayer und Luksch. Wien, 1879.

Taf. 1.


Begränzung der Oceane
und
Routen einiger wichtigeren oceanischen Forschungs-Reisen
Groenland
N. AMERICA
S. AMERICA
AFRICA
ASIEN
AUSTRALIEN
Sofia 1868
Tegetthoff 1872–1874
Nordland 1878
Vega 1878
Vöringen 1876–78
Lightning u. Porcupine 1868–70
Challenger
Tuscarora
Gazelle 1874–1876
Challenger 1874
Sweden 1870
Gazelle
1841

II. Abschnitt.

Die oceanographischen Instrumente. — Vorgang bei deren Anwendung.

35. Nachdem in dem vorangegangenen Abschnitt die Entwicklung der oceanographischen Instrumente und Messungen in allgemeinen Umrissen kurz dargelegt worden sind, gehen wir zur eingehenderen Betrachtung jener Instrumente über, welche gegenwärtig bei der Erforschung des Meeres mehr oder weniger im Gebrauche stehen. Diese sind je nach der Richtung, in welcher die Forschung gepflogen wird, sehr verschieden, können aber in folgende Gruppen gebracht werden, und zwar:

1. Instrumente zur Erforschung der Meerestiefen und der Beschaffenheit des Meeresgrundes.
2. Apparate, um aus verschiedenen Tiefen Wasser zu schöpfen.
3. Instrumente zur Ermittlung der Temperatur des Meerwassers.
4. Instrumente zur Bestimmung der Dichte des Meerwassers.
5. Instrumente zur Untersuchung der Meeresströmungen.
6. Instrumente zur Beobachtung des Wasserstandes und der Ebbe und Flut.
7. Instrumente zur Beurtheilung der Farbe und der Durchsichtigkeit des Meerwassers.

Die vorstehende Eintheilung vereint jene oceanographischen Instrumente in je eine Gruppe, welche ein und derselben Untersuchung dienen, und führt so zu einem Ueberblick über die wichtigsten auszuführenden Arbeiten bei den oceanographischen Forschungen.

A) Instrumente zur Erforschung der Meerestiefen und der Beschaffenheit des Meeresgrundes. — Vorgang beim Lothen und Dredschen.

a) Lothe oder Bathometer.

Mit den Lothen werden die verticalen Abstände der Beobachtungsorte von dem Meeresgrunde bestimmt. Außerdem haben dieselben noch den Zweck, uns über die Beschaffenheit des Meeresbodens Aufschluss zu verschaffen.

I. Directe Abstandsmessung.

36. Die Sonde ist ein mit einer Theilung versehener Stab, welcher bei der Messung geringer Tiefen in verticaler Lage durch das Wasser geschoben wird, bis das untere Ende den Grund berührt, worauf an der Eintheilung der Wasserstand abgelesen werden kann.

37. Das einfache Loth (Bleiloth, Handloth oder Senkblei) wird zur Bestimmung mäßiger Tiefen des Meeres am häufigsten verwendet. Es ist dies ein meistens pyramidaler oder konischer, etwa 5 bis 10 Kilogramm schwerer Bleikörper, welcher an einer genügend starken, durch Knoten und gefärbte Woll- oder Tuchlappen getheilten Leine befestiget ist. Die letztere wird an der Stelle, an welcher die Tiefe gemessen werden soll, so lange abgefiert, bis das Bleigewicht am Grunde aufschlägt, was die Hand bis zu einer gewissen Tiefe ganz gut fühlt. Am Boden des Gewichtes ist eine kleine Aushöhlung vorhanden, welche mit Unschlitt angefüllt werden kann, damit aus den beim Aufschlagen am Grunde daran sich anheftenden Partikelchen oder Eindrücken auf die Bodenbeschaffenheit geschlossen werden kann.

Mit einem solchen Handlothe können noch Tiefen bis zu 300 Meter, also alle Tiefen, die für die Praxis der Schiffahrt von Nutzen sind, bestimmt werden. — Nimmt aber die Wassertiefe bedeutend zu, so vermehrt sich die Reibung des Wassers längs der Leine dergestalt, dass man das Auftreffen des Sinkers am Grunde nicht mehr mit Bestimmtheit anzugeben vermag. Man fiert diesfalls ebensoleicht zu viel, als zu wenig Leine ab, und bestimmt in dem einen wie in dem andern Falle die Tiefe unrichtig.

38. Wird ein größeres Lothgewicht angewendet, so erhält man:

Das Schwerloth, welches nun allerdings das Bestimmen weit größerer Tiefen gestattet; doch ist auch bei diesem der vorhin erwähnte Uebelstand nicht aufgehoben, da das vermehrte Gewicht eine stärkere Leine erfordert, weshalb bei sehr großen Tiefen auch bei diesem Lothe der Aufschlag am Grunde nicht mehr sicher zu erkennen ist. Zudem lässt sich ein so schwerer Sinker, besonders dann, wenn zum Einwinden keine Dampfmaschine verfügbar ist, nur mühsam und mit großem Zeitverlust wieder aufholen.

Man pflegt solche Schwerlothe manchmal ganz mit Unschlitt zu überstreichen, damit möglichst viel Grundbestandtheile an dem Fette hängen bleiben.[1]

[1] H. Mohn. Die norwegische Nordmeer-Expedition, in A. Petersmanns geogr. Mitthlg., Erg. H. 63, Gotha 1880.

Während der „Challenger“-Expedition wurde bis zu Tiefen von ungefähr 1000 Faden (1829 M.) ein Schwerloth von ungefähr 140 englischen Pfunden (circa 70 Kgr.) verwendet. Um bei jedem Wurfe auch eine größere Grundprobe zu erlangen, wurde am Boden des Lothgewichtes eine starke eiserne Röhre *c*, Fig. 7, von 33 Cm. (13 Zoll engl.) Durchmesser angeschraubt, welche am unteren Ende *f* mit einem Schmetterlings-Ventil abschloss, das dem Grundschlamm einzudringen, nicht aber wieder auszutreten erlaubte.

Fig. 7.



Fig. 8.



Das während des Sinkens in die Röhre dringende Wasser konnte durch Seitenöffnungen leicht entweichen. Dieses Loth wurde an einer guten Hanfleine, welche 24·5 Mm. im Durchmesser hatte, versenkt.[1]

Ein anderes Schwerloth, ebenfalls mit einer Einrichtung versehen, um größere Quantitäten des Grundes damit aufheben zu können, war auf der „Porcupine“ im Gebrauche. Bei diesem trug eine durch das Lothgewicht *g*, Fig. 8, passirte eiserne Stange an dem unteren Ende die trichterförmige Schale *s*, welche die Grundprobe aufzunehmen hatte. Ein lose auf der Schale liegender Deckel *d* aus Metall, Kautschuk oder dickem Leder wurde beim Eindringen des Apparates in den Meeresgrund aufgestoßen. Beim Einholen schloss derselbe die Schale aber um so besser ab, je rascher das Einwinden des Lothes bewirkt werden konnte.[2]

Das Aufholen von größeren Bodenproben kann auch mittelst sogenannter Grundzangen geschehen, welche aus zwei hohlen Halbkugeln oder Halbcylindern bestehen. Dieselben werden in geöffneter Lage versenkt und dann am Grunde nach Aufnahme der Probe entweder durch das Abfallen des Sinkergewichtes, wie beim Bulldog-Loth, oder durch ein auf der Leine nachgleitendes Fallgewicht geschlossen.[3]

---

[1] S. C. W. Thomson. The Voyage of the Challenger. The Atlantic. London. 1877.

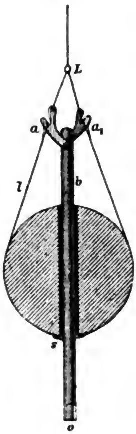
[2] S. C. W. Thomson. The Depths of the Sea. London, 1873.

[3] T. R. v. Oesterreicher. Oesterreichische Küstenaufnahme im Adriatischen Meere. Triest, 1873, p. 162.

II. Directe Abstandsmessung. (Lothe mit Abfallgewichten.)

39. Brookes Loth. Fig. 9. Ein cylindrischer Eisenstab b trägt an seinem oberen Ende zwei scheerenförmige Arme a und a_1, welche nur nach abwärts drehbar sind. Eine durchbohrte Kanonenkugel von einer kurzen Leine l umfasst bleibt auf diesen Armen hängen, so lange der ganze Apparat mittelst der Lothleine L schwebend erhalten wird. Trifft der Apparat aber den Grund, so zieht die Kugel die zwei Arme rasch abwärts, die Schlingen der Leine l, welche die Kugel hält, gleiten ab und die Kugel fällt zu Boden.

Fig. 9.



Die Lothleine mit dem Eisenstabe wird nun wieder eingeholt, wobei man in der Aushöhlung am Boden der letzteren auch in den meisten Fällen eine Grundprobe gewinnt.[1]

In solchen Meeresgebieten, in welchen der Boden aus sehr feinem und weichem Schlamme besteht, ist es gut, am unteren Ende des womöglich verlängerten Stabes eine Holzscheibe anzubringen, um hiedurch den geringen Widerstand eines solchen Grundes rasch zu vermehren. Sonst ereignet es sich leicht, dass der ganze Apparat in den Schlamm einsinkt und ohne functionirt zu haben, wieder eingeholt wird.[2]

40. Bulldog-Loth. Fig. 10.[3] Dieses Loth besteht der Hauptsache nach aus der Lothleine mit der Aufhängevorrichtung ahr, der Grundzange z und dem Abfallgewichte (Cylinder) g.

---

[1] M. F. Maury. Sailing Directions etc. Philadelphia, 1854, p. 230. Taf. VII und VIII. Die zuerst verwendeten Kugeln hatten ein Gewicht von 64 englischen Pfunden. Ueber abgeänderte Brook'sche Lothe sehe man: A. Petermanns geographische Mittheilungen. 1875, p. 151. — G. E. Belknap. Deep-Sea Sounding in the North Pacific Ocean. Washington, 1875. — C. D. Sigsbee. Deep-Sea Sounding and Dredging. Washington, 1880 etc.

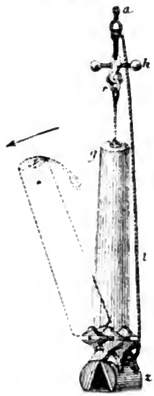
[2] T. R. v. Oesterreicher. Oesterreichische Küstenaufnahme im Adriatischen Meere. p. 126.

[3] Remarks illustrative of the Sounding Voyage of H. M. S. „Bulldog" in 1860. Captain Sir Leopold Mc. Clintok commanding. Published by order of the Lords Commissioners of the Admiralty. London, 1861.

C. W. Thomson. The Depths of the Sea.

Die Verbindung dieser Bestandtheile und die Wirkungsweise des Apparates ist aus der nebenstehenden Figur (10) gut zu übersehen. Beim Aufschlag am Grunde senken sich die zwei Kugelgewichte *h*, die Haken bei *r* lassen das Tau, welches den cylindrischen Sinker in seiner aufrechten Lage erhält los und der Sinker *g* fällt nach seitwärts zu Boden. Ein Kautschukring *k* schließt sofort nach dem Abfall des Sinkers die Schalen der Grundzange, welche bereits ihre Probe aufgenommen hat. Die gefüllte Grundzange bleibt beim Einholen an der Leine *l* fest und kommt in ungekehrter Lage an die Oberfläche.

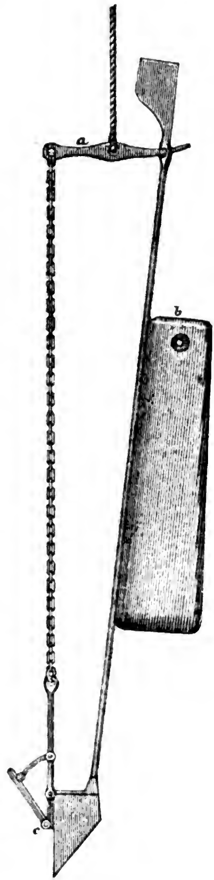
Fig. 10.



Das Loth erwies sich während der Expedition Clintocks von England über Island und Grönland nach Neu-Fundland und Labrador ganz gut; man fand es aber zu complicirt, um es später wieder anzuwenden.

41. Fitzgeralds Loth. Fig. 11.[1] Bei diesem Tiefsee-Lothe hängt das besonders geformte Abfallgewicht *b* auf zwei Spitzen einer Seite eines aus vier Metallarmen gebildeten Trapezes. Trifft der Apparat am Grunde auf, so senkt sich zunächst die obere mit der Lothleine unmittelbar verbundene Viereck-

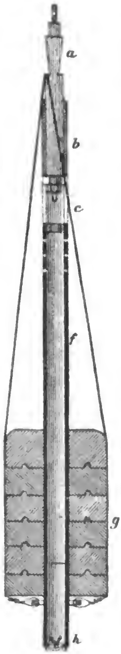
Fig. 11.



[1] C. W. Thomson. The Depths of the Sea. p. 81 und p. 217.

seite *a*. Da diese mit jener *b*, welche das Sinkergewicht hält, nur durch einen Schlitz (Auge) lose verbunden ist, so fällt hiebei die Seite mit dem Gewichte nach außen zu Boden. Wird die Lothleine nach erfolgtem Aufschlag des Lothes am Grunde wieder eingeholt, so werden hiebei zunächst die Aufhängespitzen aus dem am Grunde liegenden Sinker gezogen, während das Trapez in Folge seiner Eckgelenke die Form eines geraden Stabes annimmt und so zurückkommt. Eine kleine zweckmäßig angebrachte Schale mit Verschlussdeckel bei *c* bringt die Grundprobe.

Fig. 12.



Der Apparat wurde während der „Lightning-Expedition“ verwendet und versagte selbst bei schlechtem Wetter und unter ungünstigen Umständen nie. Die größte damals gemessene Tiefe erreichte jedoch nur 650 Faden (1189 M), weshalb der Apparat für noch größere Tiefen seine Probe erst zu bestehen hat.

42. Hydra-Loth- oder Hydra-Sinker. Dieser, von Mr. Gibbs zuerst construirte und von dem englischen Navigations-Lieutenant C. W. Baillie[1] verbesserte Loth-Apparat ist auch ein modificirtes Brook-sches Loth, welches zuerst an Bord der „Hydra“ während der Legung des submarinen Kabels durch den Arabischen Meerbusen verwendet wurde.[2]

Während der großen Expeditionen des „Challenger“ und der „Gazelle“ kam dasselbe in der von Baillie verbesserten Form zur Anwendung, und functionirte so sicher, dass es als das verlässlichste Loth für die Messung sehr großer oceanischer Tiefen angeführt werden kann.

Die Einrichtung des Apparates ist folgende: Mit der Lothleine ist ein fester, schulterförmig eingeschnittener Metallzapfen *a*, Fig. 12, verbunden, welcher in den oberen Theil einer Röhre *fb* reicht, in welcher ihm bei *c* eine Bewegung von etwa 1·2 Dm. gestattet ist. Ein durch den Metallzapfen durchgeschobener Querbolzen spielt (bei *c*) mit seinen

[1] Sir C. W. Thomson. The Voyage of the Challenger. The Atlantic. Vol. I, p. 46.

[2] Sounding Voyage of H. M. S. „Hydra“. Captain P. F. Shortland. 1868. Published by order of the Lords Commis. of the Admiralty. London, 1869.

Enden in zwei, in der Umfassungsröhre *fb* angebrachte Schlitze und besorgt ebensowohl die Verbindung des Zapfens mit der Röhre, als auch die Führung in derselben während einer Bewegung.

Hängt dieser Apparat frei an der Leine, so befinden sich die Schultern des Metallkerns *a* oberhalb der Röhrenmündung, und der den Kern mit der Röhre verbindende Querbolzen liegt an den oberen Schlitze-Enden an. Schiebt man nun die cylindrischen Sinkergewichte *g* in der erforderlichen Anzahl über die Röhre, umfasst sie mittelst einer Eisen- oder Stahldraht-Schlinge, und hängt selbe derart auf einen der schulterförmigen Einschnitte auf, dass das untere Röhrenende die Sinkergewichte um etwas überragt, so ist das Loth zum Versenken vollständig adjustirt.

Das Loth erreicht, wenn es in dieser Zurichtung fallen gelassen wird, in unveränderter Form und Zusammensetzung den Grund. In dem Momente jedoch, in welchem der Aufschlag am Grunde erfolgt, sinkt der Metallkern *a*, auf welchem die Sinkergewichte hängen, in die Röhre *bf* so weit ein, als dies die Führungsschlitze bei *c* gestatten. Dabei kommen die Schultern des Metallkerns *a* inner die Röhrenmündung, was zur Folge hat, dass die den Sinker haltende Draht- oder Stahlschlinge den Stütz- respective Aufhängepunkt verliert, und über das gut gerundete obere Röhrenende abgleitet oder abschnellt, wodurch der Zusammenhang zwischen der Röhre mit der Lothleine und dem Sinker aufgehoben wird. Der Sinker bleibt sammt der Schlinge am Grunde liegen. Die Röhre allein wird mit der Leine eingewunden.

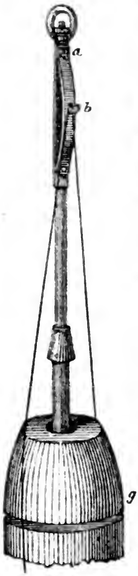
Der unterste Theil der Röhre nimmt hiebei in der Regel eine hinreichende Grundprobe auf. Um diese festzuhalten ist bei *h*, nahe der Röhrenöffnung, ein nach innen sich öffnendes Schmetterlings-Ventil angebracht, welches bei der Ankunft des Apparates am Grunde von den eindringenden Bodenbestandtheilen geöffnet wird, sich aber beim Einholen der Röhre von selbst wieder schließt. Um jede Grundprobe bequem aus dem Apparate nehmen zu können, lässt sich der unterste Theil der Röhre in einer Länge von etwa 1·5 Dm. mittelst eines zu diesem Zwecke hergerichteten Schlüssels ab, und vor der neuen Einsenkung wieder anschrauben.

Die ganze Röhre *bfh* hat eine Länge von 1·5 Meter. Der äußere Durchmesser derselben kann 6 bis 7, der innere 4·5 bis 5·5 Cm. betragen. Der obere Theil *b* der Röhre (30 bis 35 Cm.), in welchem die circa 12 Cm. langen Schlitze *c* angebracht sind, ist aus Messing und vollkommen sicher mit der eisernen Hauptröhre verschraubt. Der Verbindungs- und Führungsbolzen kann 2 Cm. hoch und ebenso breit

gemacht werden. Hiedurch ist auch die Breite der Schlitze gegeben, da sich der Bolzen in diesen leicht, aber ohne zu schlottern, auf- und abbewegen soll.

Die einzelnen Platten des Sinkergewichtes erhalten einen Durchmesser von 40 bis 50 Cm. und ein Gewicht von 25 bis 50 Kilogramm, damit das Gesammtgewicht leicht und successive mit zunehmender Tiefe vermehrt werden kann. Für die größten Tiefen sind Gewichte von 250 bis 350 Kilogramme erforderlich.

Fig. 13.



Bei der ursprünglichen Einrichtung des Hydra-Sinkers[1] (in welcher er auch während der „Porcupine Expedition“ zur Anwendung gelangte), schnellte eine am untern Ende feste, am obern Ende aber bei *a*, Fig. 13, spielende Stahlfeder den Draht, welcher die Gewichte hielt, von einem Dorn *b* ab, sobald der Apparat am Grunde angekommen war. Nachdem sich aber bei dieser Einrichtung einzelne Übelstände ergaben, indem die Feder den Draht nicht immer abschnellte, so kam Baillie auf den verbesserten Hydra-Sinker, wie er eben vorhin beschrieben wurde.

43. Thomsons Loth-Maschine.[2] Wiewohl dieser Apparat für das Messen großer Tiefen nicht bestimmt ist, indem er nach der Einrichtung des Erfinders nur Tiefen bis zu circa 150 Faden (274 M.) noch sicher genug anzeigt, so ist derselbe dennoch von hoher Wichtigkeit, weil damit in voller Fahrt gelothet werden kann, was mit keinem der bisher bekannten Instrumente verlässlich genug möglich war, und weil dieses Loth weiters dahin abgeändert wurde, dass mit demselben auch die größten oceanischen Tiefen gemessen werden konnten.[3]

Damit der Sinker bei jeder Schiffsgeschwindigkeit den Meeresgrund überhaupt erreichen könne, wurde zunächst die Hanfleine des

---

[1] Sounding Voyage of H. M. S. „Hydra“. Captain P. F. Shortland. 1868. C. V. Thomson. The Depths of the Sea.

[2] Journal of the Royal United Service Institution Nr. 94.

Annal. d. Hydr. etc. 1880, VI.

[3] G. E. Belknap. Deep-Sea Soundings in the North Pacific Ocean. Washington, 1874.

Lothes durch ganz feinen Klavierdraht ersetzt, der ohne zu reißen ein genügend schweres Bleigewicht zu tragen vermag, und dabei im Wasser äußerst wenig Widerstand bietet.

Die Notirung der Tiefe erfolgt auf eine zweifache Weise. Und zwar: Erstens durch die Länge des ausgelaufenen Drahtes, welche von einem Rotations-Zähler angegeben wird, der mit der Achse der Trommel, über welche der Lothungsdraht geschlungen ist, in Verbindung steht, und zweitens durch eine eigene Messröhre in der Nähe des Sinkers, die den Wasserdruck anzeigt.

Der Apparat hatte seit seiner Erfindung schon mehrere Metamorphosen zu bestehen und wurde vor kurzem auf eine äußerst zweckmäßige und compendiöse Form gebracht. Zuerst belegte Thomson die Innenwandung der gläsernen Messröhren mit chromsaurem Silber. Der mit der Tiefe nach bekannten Gesetzen zunehmende hydrostatische Druck presst bei der Versenkung das Wasser in die Röhre und comprimirt hiedurch in derselben die darin enthaltene Luft. So weit nun das Seewasser in die Röhre eindringt und die Belegung in derselben benetzt, tritt eine Zersetzung des Silberchromates ein. Der trockene Theil der Röhre behält die frühere röthlich-gelbe Farbe, während der benetzte Theil weiß wird. Dadurch kommt man nach der Einholung des Apparates in die Lage, mittelst eines Maßstabes bestimmen zu können, wie tief das Wasser in die Röhre eindrang, und bis zu welchem Grade in derselben die Luft comprimirt wurde, woraus sich die Tiefe ohne Schwierigkeit ergibt.

Mit der Trommel, von welcher sich der Draht bei der Lothung abwickelt, ist eine geeignete Bremse verbunden, mit welcher die Bewegung des Drahtes ganz gestoppt, oder nur theilweise gehemmt werden kann.

Das Auftreffen des Sinkers am Grund wird dadurch erkannt, dass sich die ganz ungebremste Trommel plötzlich sehr träge zu drehen beginnt. In dem Momente, in welchem man diese Wahrnehmung macht, wird die Bewegung der Trommel, also auch der Ablauf des Drahtes, durch das Niederdrücken des Bremshebels ganz gesperrt.

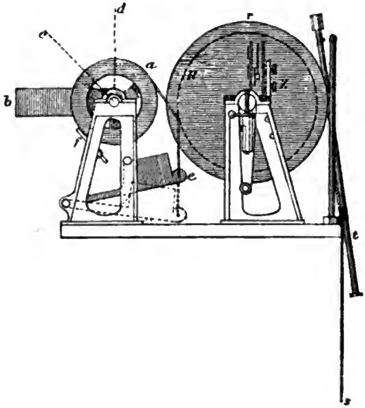
Eingehende Versuche[1] haben dargethan, dass der Apparat ein sehr schätzbares Navigationsmittel bildet, da nur bei sehr geringer Fahrt und unbedeutenden Tiefen, also in Fällen, in welchen das Handloth ange-

[1] Annal. d. Hydr. etc. 1880, VI. — Mitthlg. a. d. Gebiete des Seewesens. Pola, 1879, XI und XII, p. 687 und 688.

wendet werden kann, der Aufschlag des Gewichtes am Grunde nicht sicher genug zu erkennen ist.

In der untenstehenden Fig. 14 ist *r* die Trommel, um welche der Draht gewunden ist, mit dem Zähler *Z* und der Rille *R* für das Brems-Tau, welches mit dem einen Ende am beweglichen Bremsgewichte *e*, mit dem andern aber — nachdem es zuvor um das Rad *a* geschlungen — an der Klampe *f* fest ist.

Fig. 14.



Der Sinker *s* ist mit dem Lothungsdrahte durch eine 3 Meter lange Hanfleine verbunden. An dieser ist die metallene Schutzhülse *t* für die präparirte Messröhre befestigt. *a b f e* ist die Bremsvorrichtung. Der Bremshebel *b* sperrt in der Lage *b* den Ablauf des Drahtes ganz und lässt ihn in der Stellung *d* ganz frei.

Die Lothmaschine wird am Stern des Schiffes so aufgestellt, dass sich der Sinker *s* und die Röhre *t* im Momente des Lothens in verticaler (hängender) Lage befinden. Wiewohl selbst bei der größten Fahrt ein Mann das Loth in ein bis vier Minuten einwindet, so ist es wegen einer gleichmäßigeren Bewegung doch zweckmäßig, zwei Mann hiezu zu verwenden. Wird stets nach 7 bis 8 Minuten gelothet, so sind 4 Mann erforderlich, die sich beim Einwinden ablösen.

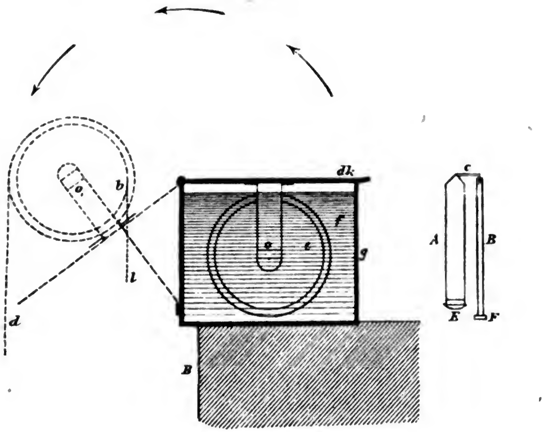
Des weiteren wäre noch hervorzuheben, dass es durchaus nicht nothwendig ist, bei jeder einzelnen Lothung die Messröhre zu gebrauchen. Wird continuirlich gelothet, so reicht es vollkommen aus, wenn etwa nach jeder 8. oder 10. Lothung die Messröhre versenkt wird, während die Tiefen bei den Zwischenlothungen nur aus den Trommelumdrehungen allein bestimmt werden.

Die an der Messröhre des Instrumentes gemachten Ablesungen sind ohne Correctur zu gebrauchen für alle Barometer-Stände von 730 bis 750 Mm. ($28^3/_4$ bis $29^1/_2$"). Bei höheren Barometer-Ständen ist je 1 Faden (1·829 M.) zu addiren für:

29¾″	(755·6 Mm.)	für je	40 Faden	(73·2 M.)
30″	(762·0 Mm.)	„ „	30 „	(54·9 M.)
30½″	(774·7 Mm.)	„ „	20 „	(36·6 M.)
31″	(787·4 Mm.)	„ „	15 „	(27·4 M.)

Der soeben beschriebene Thomsonsche Loth-Apparat ist in der englischen und deutschen Marine eingeführt und wird auch von anderen Seeleuten häufig verwendet.

Fig. 15.



Vor ganz kurzer Zeit hat nun Thomson neuerdings einige Veränderungen an seinem Apparate vorgenommen und dieselben patentiren lassen.[1] Die vorgenommene Umgestaltung des Apparates bezieht sich auf die bisher durch Silberchromat präparirte Messröhre und gleichzeitig auf eine zweckmäßigere und compendiösere Zusammenfügung der Bestandtheile des ganzen Apparates.

Die gläserne Messröhre *B* steht durch das Haarröhrchen *C* mit der Metallröhre *A* in Verbindung, Fig. 15. Die Röhre *A* ist am Ende durch einen Wolllappen, die Röhre *B* bei *F* durch einen wasserdichten Pfropfen geschlossen.

---

[1] Mitthlg. a. d. Gebiete des Seewesens. 1881, II und III. p. 167.

Wird der Apparat versenkt, so tritt das Wasser, dem Drucke entsprechend, durch den Lappen bei *E* in die Röhre *A*, und von da nach und nach durch *C* in die Röhre *B*, welche mehr oder weniger angefüllt wird. Beim Einholen wird das in *A* befindliche Wasser wieder langsam durch den Lappen *E* herausgepresst, während jenes in *B* zurückbleibt und zur Bestimmung der Tiefe dient, da die Höhe des Wassersäulchens *FB* von dem an der Versenkungstiefe herrschenden Wasserdrucke abhängt.

Der Wollappen bei *E* saugt sich sofort beim Versenken des Apparates mit Wasser voll und verhindert dann ein Entweichen der Luft bei etwaigen Schwankungen des Instrumentes während der Tiefenmessung. Die Messröhre befindet sich in einer metallenen Schutzhülse, welche längs der Glasröhre *B* aufgeschlitzt ist, damit man den Wasserstand an der Tiefen-Scala ablesen kann. Durch das Öffnen des Pfropfens bei *F* wird das eingedrungene Wasser wieder abgelassen.

Die Veränderung in der Anordnung der Bestandtheile des Apparates besteht darin, dass sich der ganze Apparat in einem mit Leimwasser gefüllten Gefäße *g* befindet, welches leicht an der Bordwand befestigt werden kann. Schlägt man den Deckel *dk* des Apparates auf (*d*, *b l*, o_1), so ist die völlige Vorbereitung zum Lothen getroffen, da der ganze Loth-Apparat auf dem Deckel befestiget ist. Durch das Zuklappen des Deckels nach vollbrachter Lothung gelangt der ganze Apparat wieder in sein Leimwasser-Bad, welches das Rosten des Lothungsdrahtes verhindert.

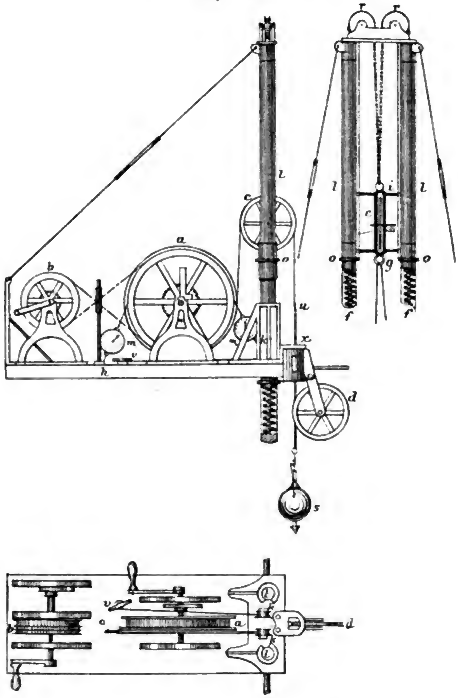
Thomson construirt solche Apparate für:

12— 28	Faden	(21·9— 51·2 M.)
28— 60	„	(51·2—109·7 M.)
60—130	„	(109·7—237·8 M.).

Wie man sieht, entfällt durch diese Neuerungen das Präpariren der früheren Messröhrchen, der Wollappen bringt den Vortheil, dass von der im Mess-Apparate enthaltenen Luft nicht leicht etwas entweichen kann, eine Verbesserung, welche allen ältern Lothen dieser Art fehlte, und die zweckmäßigere und compendiösere Zusammenfügung der Bestandtheile wird sicherlich jeder würdigen, der mit den Raum- und sonstigen Verhältnissen an Bord eines Schiffes vertraut ist.

44. Sigsbees Loth-Maschine.[1] Thomson hat seine Loth-Maschine im Jahre 1872 bekannt gemacht. Bald darauf wurde dieselbe

Fig. 16.



vom ersten Commandanten der amerikanischen „Tuscarora-Expedition“ im Stillen Ocean, Kapitän Belknap, in etwas veränderter Form zu seinen Tiefsee-Lothungen benützt und damit sehr günstige Resultate erzielt.[2]

[1] C. D. Sigsbee. Deep-Sea Sounding and Dredging. Washington, 1880, p. 62 etc. Taf. 7—17 und 36, 37, 38.

[2] G. E. Belknap. Deep-Sea Soundings in the North Pacific Ocean.

Sigsbee, der als Commandant des V. St. Steamers „Blake" durch längere Zeit mit den physikalischen und hydrographischen Arbeiten im südlichen Theile des Golf-Stromes und im Mexicanischen Golfe beschäftiget war, hat den Thomson-Belknapschen Loth-Apparat nach mancherlei Abänderungen in die nachfolgend beschriebene Form gebracht, in welcher er jetzt von den Amerikanern angewendet wird.

Die wesentlichen Bestandtheile des Apparates sind folgende:

Die Trommel *a*, welche den Lothungsdraht trägt. Der letztere geht von der Trommel über das Rad *c*, und nach Passirung einer Führungsöffnung im Cylinder *x* tangirend an dem Rädchen *d* vorüber zum Sinker *s*, Fig. 16. Der Sinker ist mit dem Drahte durch ein Stück guter Hanfleine (bei *u*) verbunden. Die zwei Metallfedern *f*, *f* bilden den wesentlichen Bestandtheil eines Accumulators, welcher plötzliche Stöße während des Lothens zu paralysiren hat. Zu diesem Zwecke sind die Federn an ihren unteren Enden fest; von den oberen beweglichen Enden führen zwei Ketten um die Rollen *r*, *r* zu dem Schlitten *i*, in welchem das Rädchen *c* eingelagert ist, über das der Lothungsdraht abläuft. Da der Schlitten *i* durch diese Einrichtung bei Erschütterungen und Stößen auf und ab schwankt, so kommen plötzliche Spannungs-Differenzen auf den Draht nur wenig zur Geltung. Um den Ablauf des Drahtes hemmen oder ganz stoppen zu können, ist folgende Bremsvorrichtung vorhanden: Das bei *h* befestigte Frictions-Tau mit den zwei Dynamometern *m* und m_1, welche die jeweilige Spannung anzeigen, liegt auf der Trommel *a* in einer eigens hiefür angebrachten Rinne, passirt dann unter der Rolle *k*, geht von da nach *y* am Rahmen *i*, und kann, nachdem es von hier wieder niedersteigt und die Rolle k_1 passirt hat, mehr oder weniger angeholt, an der Belegklampe *v* festgemacht, und während der Loth-Operation in der Hand gehalten werden, um den Ablauf des Drahtes im richtigen Momente zu stoppen.

Ebensowohl mit der Achse der Trommel *a*, als auch mit jener des Rädchens *c*, stehen Rotations-Zähler in Verbindung, welche die respectiven Umdrehungen markiren.

Der Apparat befindet sich auf einer festen Holzunterlage, mittelst welcher er geeigneten Orts an Bord angebracht und zur Lothung bereitgestellt werden kann. Wird der Sinker an dem Lothungsdrahte befestigt und das Loth sodann durch die Lüftung des Brems-Taues fallen gelassen, so versetzt der dadurch entstehende Zug die Trommel *a* in Drehung, wodurch sich der auf ihr aufgewundene Draht abwickelt. Da durch das successive Ablaufen des Drahtes der Trommelumfang stets kleiner wird, so gibt der mit der Trommelachse verbundene Zähler wohl die Zahl der

Umdrehungen, nicht aber die genaue Länge des abgelaufenen Drahtes, diese wenigstens nicht ohne eine kleine Rechnung an. Um nun diesen Fehler durch den Apparat selbst zu corrigiren, wird der Draht nicht direct von der Trommel ablaufen gelassen, sondern zuerst über das Corrections-Rad *c* geführt, dessen Peripherie genau einen Yard, d. i. $^1/_2$ Faden beträgt, und gibt somit der an der Achse dieses Rades angebrachte Rotations-Zähler durch die notirte Zahl der Umdrehungen auch genau die Zahl der abgelaufenen halben Faden an.

Die Achse dieses Rades *c* ist, wie schon erwähnt, in einem, in guter Führung laufenden Schlitten (*i*) eingesetzt, welcher vom Accumulator am oberen und vom Brems-Tau am unteren Ende gefasst wird.

Der Cylinder *x* und mit ihm das Rad *d* sind um eine verticale Achse drehbar, welche mit der Richtung des Lothungsdrahtes zusammenfällt. Das Rad *d* lässt sich außerdem zurückschlagen und außer Berührung mit dem Drahte bringen. Liegt das Schiff während der Loth-Operation ganz ruhig, so schlägt man das Rad *d* zurück. Bei unruhiger See jedoch, oder wenn das Schiff abtreibt, schlägt man das Rad *d* an den Draht an, damit dieser an keiner scharfen Kante schleife.

Der Aufschlag am Grunde wird dadurch erkannt, dass sich die Trommel und das Corrections-Rad nicht mehr wie bisher den in gleichen Zeit-Intervallen abgelaufenen Drahtlängen entsprechend drehen. Außerdem zeigen auch die in die Leine des Accumulators eingeschalteten Dynamometer in der Regel die beim Aufschlage eingetretene Spannungsverminderung an.

Das Rad *b* am Apparate, welches an seinem Umfange drei Rillen eingeschnitten hat, dient zum Einwinden des ausgelaufenen Drahtes. Hiebei wird in die eine Rille dieses Rades ein Tau gelegt, welches mit dem Dampf-Winch in Verbindung steht. In der zweiten Rille liegt der Draht, und in der dritten endlich liegt das Transmissions-Tau, welches über die Trommel *a* geht und diese zur Drehung veranlasst.

Während des Einwindens wird das Frictions-Tau mit den Dynamometern stets abgenommen.

Der Claviersaiten-, respective Stahldraht, welcher bei dieser Loth-Maschine verwendet wird, hat weniger als 1 Mm. im Durchmesser. Eine nautische Meile von demselben wiegt 14·5 englische Pfund in der Luft und 12 Pfund im Wasser (6·58 und 5·44 Kgrm.).

Der bei diesem Apparate jetzt verwendete Sinker ist ein modificirtes Brooksches Loth. Die Kugel wird, wie die Fig. 17 zeigt, an einem drehbaren Haken *h* mittels einer Schlinge aufgehängt. Trifft das Loth

Fig. 17.

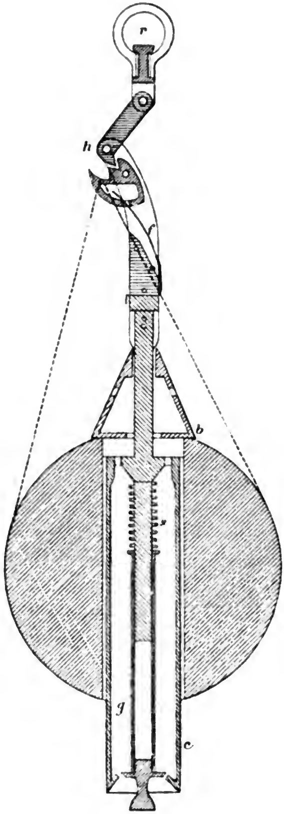
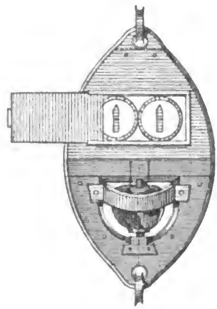


Fig. 18.



den Grund, so wird der Aufhänge-Haken *h* frei, die Kugel dreht ihn nach abwärts, was außerdem die Feder *f* noch unterstützt, die Schlinge gleitet ab, und die Kugel fällt zu Boden.

Der Cylinder, welcher die Grundprobe zu bringen hat, ist mit der Aufhängevorrichtung des Lothes verbunden. Beim Aufschlage wird das Ventil am Boden des Cylinders zurückgeschoben, die Grundprobe dringt ein, und beim Aufholen drückt die Feder *s* das Ventil wieder zu.

Das Lothgewicht — eine Kugel aus Eisen — ist mit 30 bis 40 Kilogramm hinreichend schwer, da eben Draht anstatt der Leine verwendet wird, wodurch sich die Reibung am Umfange auf ein Minimum reducirt.

III. Abstandsmessung durch den Propeller.

45. Propeller- oder Masseys Loth. Fig. 18. Dieses Instrument zeigt die Tiefe des Wassers durch die Zahl der Umdrehungen an, welche ein drei- oder vierflügeliger Propeller während der Versenkung von der Oberfläche bis zum Grunde macht. Der Propeller überträgt seine Bewegung durch eine an seiner verticalen Achse angebrachte Schraube ohne Ende auf ein Zählwerk, ähnlich dem beim Massey'schen Logg, wodurch bekanntlich die Länge des Weges gemessen wird, den das Instrument durchläuft.

Nach vergleichenden Versuchen mit dem Senkblei kann aus der Zahl der Umdrehungen des Propellers auf die Tiefe geschlossen werden. Beim Einholen dieses Lothes darf sich der Propeller entweder gar nicht drehen oder er muss leer laufen, weshalb das Zählwerk bei der Ankunft am Grunde auszuschalten ist, was auf verschiedene Weise bewirkt werden kann.

Diese Lothe haben sich bei der Bestimmung geringer und mäßiger Tiefen ganz brauchbar erwiesen, bei großen Tiefen haben sie aber stets versagt.[1] Anstatt des Propellers könnte auch ein geeignetes Flügelrad oder das Robinsonsche Schalenkrenz zur Ermittlung der Weglänge, welche das Loth durchläuft, in Anwendung gebracht werden.

Fig. 19.



IV. Abstandsmessung durch den Wasserdruck.

46. Ericsons Loth. Fig. 19.[2] Bei diesem Lothe wird der Druck des Wassers am Grunde des Meeres gemessen, und aus diesem die Tiefe bestimmt.

Das Instrument besteht aus zwei ineinander geschobenen Glasröhren *r* und *s*, die so mitsammen verbunden sind, dass in die Röhre *s* nur jenes Wasser gelangen kann, welches zuvor durch die innere Röhre *r* gegangen ist. Wird der Apparat versenkt, so tritt das Wasser bei *h* in die innere Röhre *r*, in welcher es desto höher ansteigt, je größere Tiefen der Apparat erreicht, weil die im Apparate enthaltene Luft immer stärker comprimirt wird. In einer gewissen Tiefe fließt dann das eingetretene Wasser in die

---

[1] C. W. Thomson. The Depths of the Sea. p. 225.

[2] Revue Maritime. Mai 1880, p. 459.

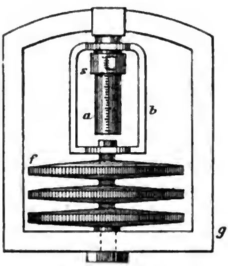
äußere Röhre *s* über, in welcher es, je nach der Tiefe mehr oder weniger hoch steht.

Damit das in die Messröhre *s* eingetretene Wasser bei etwaigen Schwankungen des Apparates nicht wieder ausfließen könne, ist das obere Ende der Einflussröhre *r* doppelt gebogen und an der Spitze nur mit einer feinen Oeffnung versehen.

Nachdem nun beim Einholen des Apparates das in der Röhre *s* befindliche Wasser nicht mehr austreten kann, so ist man in der Lage, aus dem Wasserstande auf die Versenkungstiefe des Instrumentes zu schließen. Eine richtige Tiefen-Scala bei *s* lässt sich entweder durch vergleichende Beobachtungen mit einem Handlothe oder mit Hilfe einer Compressionspumpe herstellen. So günstig das Instrument in geringen Tiefen functionirte, ebenso ungünstig bestand es seine Proben in großen Tiefen, in welchen die Röhren immer zerdrückt wurden.

Thomsons Loth, zum Theile auch hieher gehörend, wurde schon vorhin beschrieben.

Fig. 20.



47. Hopfgartners und Arzbergers Loth. — Fig. 20.[1] Dieses Instrument stützt sich ebenfalls auf den hydrostatischen Druck und ist nach Art der Aneroid-Barometer construirt. Mehrere über einander angeordnete hohle Stahlbüchsen *f* übertragen ihre jeweilige Bewegung auf eine bewegliche Marke *s*, welche erst an der Stelle der größten Pressung, also bei der Ankunft am Grunde stehen bleibt. Die rückgängige Bewegung der Büchsen beim Aufholen des Apparates bleibt ohne Einfluss auf die von der Marke angenommene Stellung. Im Hafen von Triest, also vorerst nur bei kleinen Tiefen, hat der Apparat sehr hübsch functionirt. Für große Tiefen ist er noch nicht construirt und daher auch nicht versucht worden.

Beim Gebrauche kommt dieser Apparat in eine Metallbüchse, welche dem Wasser freien Zutritt gestattet. Der untere Theil dieser

[1] Sitzungsberichte der kais. Akademie der Wissenschaften in Wien. Bd. 73, Abth. II, p. 19.
Mittheilungen aus dem Gebiete des Seewesens. 1876, III und IV.

Schutzbüchse ist mit Sand gefüllt, und aus dem Boden derselben springt eine Art Grundzange vor, welche sich nach Aufnahme einer Bodenprobe beim Auftreffen des Apparates am Grunde des Meeres schließt.

48. Bourdons Ring wurde von Professor E. Stahlberger bei seinem Rheobathometer zur Tiefenmessung in Anwendung zu bringen versucht.

Fig. 21.

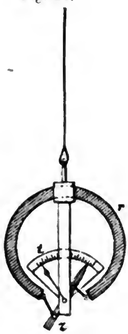
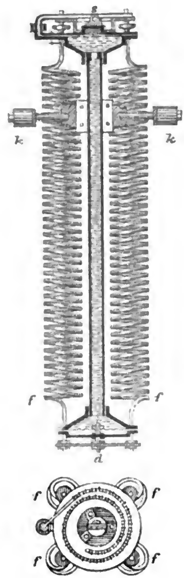


Fig. 22.



Der an einer Stelle offene Ring, Fig. 21, verändert in Folge der Differenz des Wasserdruckes gegen die kleinere Innen- und größere Außenfläche in verschiedenen Tiefen mehr oder weniger seine Form. Die dabei bewegten Ringenden verschieben einen Zeiger, dessen Stellung bei dem Auftreffen des Apparates am Grund fixirt wird. Vergleichende Versuche mit anderen Lothen führen zur Bestimmung des Wertes der Theilstriche an der Tiefen-Scala, längs welcher der Zeiger spielt. — Ein zweiter Zeiger, der sich nur mit der Hand verstellen lässt, kann außerdem noch jedesmal die Stelle markiren, welche der bewegliche Zeiger vor der Versenkung einnahm.

V. Abstandsmessung durch die Schwerkraft.

49. Siemens und Halskes Loth, Fig. 22. Das Instrument, welches sich auf den Einfluss mehr oder weniger dichter Massen, also auf die Schwerkraft stützt, functionirt ohne in das Wasser versenkt zu werden, in einer cardanischen Aufhängung irgendwo an Bord.

Eine vertical angeordnete stählerne Röhre erweitert sich an beiden Enden zu konischen oder cylindrischen Schalen. Am unteren Ende bildet eine gewellte Stahlplatte den Boden. Die untere Schale, die Röhre und ein Theil der oberen Schale sind mit Quecksilber gefüllt, welches durch sein jeweiliges Gewicht den Boden belastet. Der gewellte Stahlboden wird in seiner Mitte durch einen von einem horizontal liegenden Kreuze gehaltenen verticalen Dorn gegen das Durchdrücken unterstützt. Um die Beweglichkeit des Bodens nicht zu verlieren, sind die vier Enden des Kreuzes nicht fest eingelagert, sondern von vier elastischen Federn gehalten, die am obern Theile des Instrumentes festgemacht sind. In der obern Schale wird auf das Quecksilber roth gefärbtes Oel aufgegossen, welches in eine feine, horizontal angeordnete Glasröhre von spiralförmiger Gestalt steigt und in dieser hin- und herschwankt, je nachdem dies der größere oder geringere Zug der Schwerkraft auf die Quecksilber-Masse verlangt.

Da nun die festen Massen des Meeresgrundes etwas mehr als zweimal dichter als das Wasser angesetzt werden können, so ist bei den bekannten Gesetzen der Massen-Anziehung leicht einzusehen, dass bei zunehmender Wassertiefe die Attraction auf die Quecksilber-Masse des Instrumentes geringer wird, das heißt der Druck auf die Bodenplatte abnimmt, weshalb diese das Quecksilber mit dem darüber befindlichen Oele in die Höhe schiebt. Und da gerade das entgegengesetzte bei abnehmender Meerestiefe erfolgt, so kann durch diese Bewegung auf die Wassertiefe geschlossen werden.

Es sollen mit diesem Instrumente auf dem Dampfer „Faraday“ gelegentlich der Versenkung der atlantischen Telegraphen-Kabel bereits wiederholt befriedigende Profilirungen angestellt worden sein. [1]

b) Bagger- und Schleppnetze.

50. Viel reichlichere Grundproben als durch die Loth-Apparate erhalten wir durch die Bagger- und Schleppnetze, mittelst welchen die

[1] Proceedings of the Royal-Society Nr. 167, 1876.
Mittheilungen aus dem Gebiete des Seewesens. 1876, VIII.

Beschaffenheit des Meeresgrundes am genauesten und eingehendsten untersucht werden kann. Nicht allein größere Schlamm- und Sandmassen, Steingerölle und einzelne größere Steine, auch die Thier- und Pflanzenwelt des Meeresbodens wird durch diese Netze an das Tageslicht gefördert und mit Recht nennt Häckel deshalb das Arbeiten mit den Grundnetzen einen „interessanten Sport“.

Fig. 23.



Bei dieser Art Untersuchungen des Meeresgrundes kommen der Schleppsack und das Schleppnetz zur Anwendung. Eine kurze Beschreibung neben den beigegebenen Abbildungen wird hinreichen, um von diesen, den Fischernetzen nachgebildeten Apparaten eine klare Vorstellung zu erlangen.

51. **Der Schleppsack**, meistens aus starkem Segeltuche erzeugt, ist an einem schmiedeeisernen Gerippe befestigt. Dieses wird aus dem rechteckigen Rahmen *a b*, Fig. 23, mit zwei scharfkantigen Scharrlamellen, aus den Aufhängearmen und aus den Stangen g, g_1 und i gebildet. Der Sack hängt am rechteckigen Rahmen mittelst Metallringen. Drei oder vier Hanftaue umfassen und verstärken den Sack und erhalten ihn durch ihre Befestigung am Eisenstabe *i* ausgespannt.

Nachdem man die Erfahrung machte, dass kleine und zarte Thierchen bei der Anhäufung der Grundmassen im Sacke meistens zerquetscht werden, schlug Kapitän Calver auf der „Porcupine" vor, an der Eisenstange *i* (am Sackende) mehrere Hanfbündel (Schwabber) zu befestigen, damit zarte Thierchen oder sonstige kleine Bodenbestandtheile sich in ihren Fädenbauschen verwickeln und unversehrt an die Oberfläche gebracht werden können, ein Vorschlag, der sich bestens bewährte.[1]

Fig. 24.



Die Länge eines solchen Sackes beträgt etwa 1·5 bis 2, die Breite in der Regel 1 bis 1·3 M. und die Weite der Fangöffnung kann 2 bis 3 Dm. gemacht werden.

52. Das Schleppnetz, Fig. 24. Ein konisch geformter Netzsack[2] von 8 bis 10 M. Länge ist mit weniger als der Hälfte des Saumes seiner Oeffnung an ein starkes Rundholz

[1] W. Thomson. The Depths of the Sea. — W. Thomson. The Voyage of the Challenger. The Atlantic. — C. D. Sigsbee. Deep-Sea Sounding and Dredging.

[2] Die Schleppnetze sind entweder einfache oder doppelte Schnurnetze, oder auch feine, dann aber innen mit Stoff ausgefütterte Drahtnetze.

angeschlagen. An den Enden des Rundholzes sind zwei starke eiserne Bügel senkrecht zur Längenachse des Holzes befestiget. Die Schleppnetz-Leine und zwei Lothgewichte sind an diesen Bügeln, die mit dem Rundholze gleichsam einen Schlitten bilden, befestigt. Der nicht angeschlagene Theil des Saumes der Netzöffnung ist durch kleine Bleigewichte belastet, damit er am Grunde schleife und den Netzmund offen halte, wenn die Versenkung ordentlich von statten ging.

An der Spitze des Netzes hängt ein Bleigewicht, das an einem Hanf-Tau befestigt ist, welches das ganze Netz umfasst.

Der Netzsack ist gewöhnlich ein doppelter. Der innere an seiner Spitze mit einer engen Oeffnung versehen und gleichsam als Versicherungs-Ventil gegen das Auswaschen des einmal aufgenommenen Inhaltes wirkend, ist jedoch um etwa ein Viertel kürzer als der äußere. Durch diese Einrichtung wird es wahrscheinlicher, dass durch ein Zerreißen des Netzes auf steinigen Gründen nur ein Theil des gesammelten Inhaltes und nicht der ganze verloren geht. Die beiden ineinander gefügten Netze haben gewöhnlich verschieden weite Maschen. Das Netz kann auch mit einem kurzen Leinensacke abschließen, oder am Ende gefüttert sein, damit auch feine Bodenbestandtheile noch an die Oberfläche gebracht werden.[1]

c) Vorgang beim Lothen und Dredschen.

53. Die Loth- und die Dredsch-Leinen. Die Leinen für die Tiefsee-Lothe und Grundnetze werden aus dem allerbesten italienischen, russischen oder Manilla-Hanf verfertiget. Ihre Oberfläche ist sehr glatt bearbeitet, damit die Reibung im Wasser möglichst klein ausfalle. Solche drei- oder vierfach geschlagene Leinen von 15, 20 oder höchstens 25 Mm. Durchmesser halten einen Zug von 600 bis 800 Kgrm. aus und können daher für die schwersten Sinker und bei jeder Schlepp-Operation verwendet werden. Für leichtere Sinker von etwa 30 bis 60 Kgrm. können dünnere Leinen von 6 bis 12 Mm. Durchmesser ganz wohl zur Verwendung gebracht werden.

Bei den meisten derartigen Hanfleinen werden die ersten 50 oder 100 M. etwas stärker, auch doppelt so stark, als die ganze übrige Leine

[1] W. Thomson. The Voyage of the Challenger. The Atlantic. — C. D. Sigsbee. Deep-Sea Sounding and Dredging. p. 134 etc. Taf. 24—34 enthält die Netze und Säcke, welche von Prof. Agassiz an der Amerikanischen Küste verwendet werden. Dieselben sind den hier beschriebenen ziemlich ähnlich.

gehalten, weil das erste Leinenstück das volle Gewicht des Loth-Apparates, bevor dieser noch das Wasser erreicht, zu tragen hat.

Um die Zeit-Intervalle für den Ablauf gleicher Leinenstücke bestimmen zu können, ist es nothwendig, die Leine nach dem Meter- oder Fadenmaße einzutheilen, das heißt auf ihr gewisse gleiche Strecken zu markiren. Dies geschieht am besten durch weiße, blaue und rothe Wollstreifen, welche während des Ablaufs deutlich gesehen werden, im Wasser keine bedeutende Reibung verursachen und auch die Blöcke leicht passiren, besonders wenn man sie in die Duchten der Leine splieẞt.

Fig. 25.



Das Bezeichnen der Längen auf der Leine durch Knoten aus Merlin, wie dies bei Handlothen üblich ist, erscheint bei den langen Leinen für die Tiefsee-Lothe ganz und gar unanwendbar.

Wird Draht anstatt der Hanfleinen beim Lothen verwendet, so besteht dieser meistens aus einzelnen Drahtstücken von 300 bis 400 M. Länge. Man beobachtet, da hier eine andere Markirung nicht wohl möglich ist, den Ablauf der aufeinanderfolgenden Verbindungsstellen der Theilstücke des Drahtes und notirt außerdem die Zahl der Umdrehungen jener Trommel, von welcher sich der Draht abwickelt. Der Sinker ist mit dem Drahte stets durch ein Stück Hanfleine, welche etwa die Länge von 50 M. hat, verbunden. Der Aufschlag am Grunde wird wie bei den Lothen mit Hanfleinen erkannt.

Professor Agassiz hat in letzterer Zeit bei seinen Dredsch-Operationen feine Stahldraht-Taue anstatt der Hanfleinen mit Vortheil angewendet.

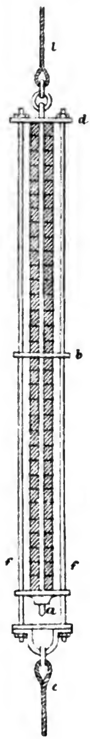
54. **Der Accumulator.** Um plötzliche Stöße auf die Leine (oder den Draht) während des Lothens oder Dredschens unschädlich zu machen, oder um doch deren Wirkung möglichst abzuschwächen, lässt man dieselbe über einen Block an dem unteren Ende eines elastischen Hangers, „Accumulator“ genannt, laufen.

Der Accumulator von **Hodgé**, welcher in Fig. 25 abgebildet ist, besteht aus zwei gleichen hölzernen Scheiben *a* und *b*. Dieselben haben einen Durchmesser von 25 bis 30 Ctm. und sind durch einen starken centralen und circa 25 kreis-

förmig angeordnete, elastische, 1 Meter lange und 2 bis 3 Ctm. dicke Kautschuk-Stränge verbunden. Dieser zwischen den zwei Scheiben federnde Apparat paralysirt natürlich die Einwirkung momentaner Stöße auf die Loth- oder Dredschleine, weshalb ein Reißen derselben viel unwahrscheinlicher wird, als ohne diese Vorrichtung.

Viel wichtiger noch als bei dem Lothen, Wasserschöpfen etc. ist die Verwendung des Accumulators bei den Arbeiten mit den Grundnetzen, wobei das Hinweggleiten des Netzes über Unebenheiten des Meeresbodens zu häufigen Stößen und Spannungsänderungen Veranlassung gibt. Für die Schleppnetz-Arbeiten muss die Anwendung des Accumulators daher ganz besonders empfohlen werden.

Fig. 26.



Solche Accumulatoren wie die, welche eben beschrieben wurden, waren z. B. während der „Porcupine" und der „Challenger-Expedition" ebensowohl beim Lothen, wie beim Dredschen in Anwendung.

Auf dem V. St. Steamer „Blake" standen zwei verschiedene Accumulatoren in Verwendung.[1]

Der eine ward gebraucht, während das Schleppnetz in Action war. Dieser besteht aus 32 cylinderförmigen, elastischen Puffern, welche mit ihren durchlochten Centren über eine Achse geschoben sind, auf welcher sie eingelegte Messingscheiben von einander trennen. Zwei starke Führungsstangen fassen den Apparat von außen ein, Fig. 26.

Dieser Accumulator hing am „Blake" während des Dredschens unter der Mars des Fockmastes.

Für die Tiefsee-Sondirung brachte Sigsbee einen andern Accumulator an seiner Lothmaschine an, welcher schon früher kurz beschrieben wurde.

Vorgang beim Lothen.

55. Man lothet in großen Tiefen — und nur solche ziehen wir hier in Betracht — stets unter Dampf und bei geschlossenen Segeln; dabei sollen aber immerhin

[1] C. D. Sigsbee, Deep-Sea Sounding and Dredging. p. 159—161. Taf. 1, 24, 13, 14, 34 und p. 63, Taf. 36, 37, 38.

der Klüver und die Besahn zu einem etwaigen Manöver klar gehalten werden. Das Schiff wird, bevor man das Loth fallen lässt, entweder ganz in den Wind gedreht oder so gelegt, dass das Loth an der Luvseite zum Fallen kommt, damit das Fahrzeug nicht über die Leine hinwegtreibe.

Die bisher gesammelten Erfahrungen über das Sondiren großer Tiefen haben dargethan, dass es am zweckmäßigsten ist, Dwars, das ist Seitenbord zu lothen, weshalb auch die nöthigen Adaptirungen für das Lothen demgemäß anzubringen sind.

Der Accumulator wird an der Nock der Groß- oder Fokraa, oder wenn keine Quersegel vorhanden sind, an einem geeigneten Krahn oder Ladebaum angebracht, und in die Aufhängeleine desselben häufig auch noch ein Dynamometer eingeschaltet.

Das Loth wird an Bord vollständig adjustirt und dann ausgelegt. Die über den Block des Accumulators laufende Lothleine wickelt sich durch den Zug des sinkenden Apparates leicht von der Trommel, um welche sie gewunden ist, ab. Dabei hat man darauf zu achten, dass die Bewegung der Trommel jedesmal etwas gehemmt wird, sobald sie sich zu schnell dreht und mehr Leine abwickelt, als das untersinkende Loth nach sich zieht. Mit einer einfachen Bremse lässt sich die Trommeldrehung leicht so reguliren, dass die Leine nicht unklar wird und nach Wunsch abläuft.[1]

Während das Loth sinkt, hat man nach einer guten Secundenuhr genau die Zeiten zu notiren, in welchen gleiche Leinenstücke unter den Wasserspiegel treten, respective von der Trommel ablaufen.

Hört die Gesetzmäßigkeit zwischen den notirten Zeiten und den gleichen ablaufenden Leinenstücken auf, oder beginnt sich, bei einem Lothe mit Draht statt der Leine, die Trommel nicht mehr nach der Regel zu drehen, so befindet sich das Loth am Grund. Die sorgfältige Beobachtung des Ablaufes gleicher Leinenstücke darf daher bei der Messung großer Meerestiefen nie ausbleiben, weil aus dieser die Ankunft des Lothes am Meeresboden am sichersten erkannt wird.

Häufig pflanzt sich bei schweren Sinkern wohl der Aufschlag vom Meeresgrunde so deutlich durch die Leine bis über die Wasseroberfläche fort, dass man ihn mit der Hand fühlt, falls man die Leine durch diese

[1] Dreht sich die Trommel zu schwer, so muss an derselben aufmerksam nachgeholfen werden.

laufen lässt.[1] Es wäre jedoch gefehlt, wegen dieser nur manchmal zutreffenden Wahrnehmung, das eben angeführte sichere Erkennungszeichen des Aufschlages unbeachtet zu lassen. Hat das Loth den Grund erreicht, so legt man die Leine an den hiezu bestimmten Dampf-Winch und windet sie mit diesem, anfänglich nur langsam, dann aber immer rascher ein, und zwar wird die Leine zuerst mehrmals um eine vom Winch gedrehte eiserne Walze geschlungen und erst von dieser, und nie direct, auf die Trommel übergewickelt. Dabei ist es nothwendig, das Schiff möglichst über dem Lothe zu erhalten, weil die Leine beim Einwinden mehr angestrengt wird, wenn das Schiff stark abtreibt.

Außerdem kann speciell das Hydra-Loth bei stark schiefer Leine wie ein Anker wirken, da in diesem Falle beim Einwinden die Röhre aus den sie umschließenden Gewichten nicht leicht herauszuziehen ist.[2] Hilft man da nicht mit dem Schiffe nach, so muss die Leine reißen.

Sollte das Gewicht beim Aufschlage nicht abgeworfen worden sein, so wird die Leine nochmals gefiert, worauf das Gewicht meistens abfällt.[3]

Treibt das Schiff während der Lothung in Folge einer Strömung oder durch den Wind stark ab, so muss wegen der schiefen Lage der Leine, die gemessene Tiefe stets corrigirt werden, um den richtigen Abstand zwischen der Beobachtungsstelle und dem Meeresgrunde zu erhalten. Schätzt man den Winkel ab, welchen die schiefe Lothleine mit der Verticalen bildet, oder misst mit einem Logg den Leeweg des Schiffes während der Lothung, so ergibt sich die richtige Tiefe aus einem rechtwinkeligen Dreiecke, in welchem die gemessene Tiefe die Hypothenuse bildet.

Etwas verwickelter und unsicherer wird die Tiefen-Correctur, wenn das Loth auf seinem Wege kräftige unterseeische Strömungen durchschneidet, weil da die Leine nicht nur eine schiefe Lage, sondern

---

[1] C. W. Thomson. The Depths of the Sea. p. 221.

[2] Um diesem Uebelstande überhaupt zu begegnen, wurden schon wiederholt gespaltene Sinker vorgeschlagen, die beim Aufschlage am Grunde auseinander fallen. Man sehe Er. Mayer. Tiefenmessungen. Wien, 1871, p. 17. — G. E. Belknap. Deep-Sea Soundings in the North Pacific Ocean. p. 9 und 11, Taf. II und VIII.

[3] Hydr. Mitth. Berlin, 1874, p. 179. Am 9. Juli 1874 in 42° 9′ N. B. und 14° 38′ W. L. wurde auf der „Gazelle“ das Sinkergewicht von 125 Kgrm. trotz wiederholten Fierens nicht abgeworfen, sondern kam wieder an die Oberfläche zurück. Es ist dies jedoch nur selten der Fall.

auch die Gestalt einer mehrfach gekrümmten Curve annehmen kann. Doch sichern die jetzt allgemein verwendeten schweren Sinker für große Tiefen unter allen Umständen einen noch guten Erfolg.

Bei der Bestimmung jener Meerestiefen, welche für die praktische Navigation von Belang sind, und deshalb zur Cotirung der Seekarten dienen, muss auch noch auf den Wasserstand Rücksicht genommen werden, bei welchem die Sondirung vorgenommen wurde, indem diesfalls alle Lothungen auf ein und dasselbe Wasser-Niveau reducirt sein müssen. Gewöhnlich beziehen sich die Tiefen in den Seekarten auf den mittleren Stand der Ebbe zur Springzeit. Dieser Wasserstand wird durch einfache Pegel festgestellt, und lässt sich dann leicht die Reduction jeder gemessenen Tiefe auf den festgesetzten Wasserstand vornehmen, wenn bei jeder Lothung auch die Zeit der Ausführung notirt wurde.[1]

Die „Porcupine" lothete am 22. Juli 1869 in:

$$\varphi = 47° \ 38' \text{ N. B.}$$
$$\lambda = 12° \ 08' \text{ W. L. v. Gr.}$$

eine Tiefe von 2435 Faden (4454 M.).[2]

Faden	Zeit	Intervall	Faden	Zeit	Intervall
0	2h 44m 20s		700	50m 24s	
		45s			59s
100	45 5		800	51 23	
		40			1m 22
200	45 45		900	52 45	
		45			1 25
300	46 30		1000	54 0	
		55			1 21
400	47 25		1100	55 21	
		50			1 21
500	48 15		1200	56 42	
		1 00			1 23
600	49 15		1300	2h 58 5	
		1 9			1 32

[1] Fr. Mayer. Ueber Küstenaufnahmen. Leipzig, 1880, p. 46.

[2] W. Thomson. The Depths of the Sea. London, 1873, p. 221.

Es wurde vom Stern des Schiffes aus gelothet. Die auf Deck fix aufgestellte Walze hatte 4000 Faden Leine aufgewunden. 100 Faden davon wogen 12 Pfund 8 Loth englisch. Der Umfang betrug 0·8″ englisch. Je 50, 100 und 1000 Faden waren markirt. Der Sinker wog 336 Pfund englisch. Die Leine lief über den Block eines Accumulators. Die Hand, durch welche man die Leine laufen ließ, fühlte noch den Aufschlag.

Faden	Zeit	Intervall	Faden	Zeit	Intervall
					$1^m 47^s$
1400	$59^m\ 37^s$		2000	$9^m\ 40^s$	
		$1^m 32^s$			1 49
1500	$3^h\ 1\ \ 9$		2100	11 29	
		1 33			1 55
1600	2 42		2200	13 24	
		1 37			1 59
1700	4 19		2300	15 23	
		1 47			1 52
1800	6 6		2400	17 15	
		1 47			0 40
1900	7 53		2435	$3^h\ 17\ \ 55$	

Auf der „Tuscarora“ wurde im Stillen Ocean am 17. Juni 1874 mit dem Thomson-Belknapschen Loth-Apparat in:

$$\varphi = 42^\circ\ 57'\ \text{N. B.}$$
$$\lambda = 148^\circ\ 23'\ \text{O. L. v. Gr.}$$

die Tiefe von 4356 Faden (7967 M.) gelothet.[1]

Rotation. oder Faden	Zeit	Intervall	Rotation. oder Faden	Zeit	Intervall
0	$9^h\ 50^m\ 54^s$ a.m.		500	$9^h 55^m 25^s$ a.m.	
		$1^m\ 08^s$			54^s
100	52 02		600	56 19	
		51			55
200	52 53		700	57 14	
		50			56
300	53 43		800	58 10	
		50			57
400	54 33		900	59 07	
		52			1^m 01

[1] G. E. Belknap. Deep-Sea Sounding in the North Pacific Ocean. p. 18.

Aus den 4071 Rotationen der Trommel ergab sich die Tiefe von 4356 Faden, bei Berücksichtigung, dass der Trommelumfang während des Drahtablaufes stets kleiner wurde, weshalb die Zahl der Rotationen der Anzahl Faden nicht ganz gleich sein konnte, und weil der Sinker durch eine Hanfleine von 25 Faden Länge mit dem Drahte verbunden war.

Der Sinker wog 74 Pfund, eine nautische Meile vom Lothungsdrahte wog in der Luft 14, im Wasser 12 Pfund englisch. (1 E. Pf. = 0·45365 Kgrm.)

Rotation. oder Faden	Zeit	Intervall	Rotation. oder Faden	Zeit	Intervall
1000	10h 00m 08s a.m.		2600	19m 24s a.m.	
		1m 03s			1m 19s
1100	1 11		2700	20 43	
		1 05			1 17
1200	2 16		2800	10h 22 00	
		1 06			1 23
1300	3 22		2900	23 23	
		1 07			1 22
1400	4 29		3000	24 45	
		1 07			1 24
1500	10 5 36		3100	26 09	
		1 11			1 24
1600	6 47		3200	27 33	
		1 10			1 28
1700	7 57		3300	10 29 01	
		1 13			1 42
1800	9 10		3400	30 43	
		1 13			1 42
1900	10 23		3500	32 25	
		1 14			1 40
2000	10 11 37		3600	34 05	
		1 16			1 50
2100	12 53		3790	35 55	
		1 17			1 53
2200	14 10		3800	10 37 48	
		1 18			1 58
2300	10 15 28		3900	39 46	
		1 19			2 05
2400	16 47		4000	41 51	
		1 20			1 39
2500	18 07		4071	10 43 30	
		1 17			

Das Einwinden der Leine, respective des Drahtes erfordert nahezu dieselbe Zeit wie das Ablaufen. Mit dem Apparate von Sigsbee kann die Lothung einer Tiefe von 3000 Faden (5487 M.) in circa einer Stunde vollständig durchgeführt werden.[1]

Kapitän zur See Freiherr v. Schleinitz sagt: „Die folgende Lothung führte ich daher am 7. Juli 1874, Vormittags in 44° 30′ N. B. und 11° 43′ W. Lg. mit Baillies Loth aus, welches mit $2^1/_2$ Centner beschwert wurde, nachdem ich vorher Dampf aufgemacht hatte, was für jede

[1] C. D. Sigsbee. Deep-Sea Sounding and Dredging. p. 74.

Lothung durchaus erforderlich ist, um ein gutes Resultat derselben zu erhalten und die Lothleine vor dem Brechen zu sichern. Selbst wenn die Schraube im Gange ist, erfordert es die ganze Aufmerksamkeit und häufig beständiges Manövriren mit Klüver und Besahn, um das Schiff so zu halten, dass die Bewegungen desselben nicht zu große Kraft auf die Leine ausüben.[1] Das Loth erreichte in circa $^3/_4$ Stunden den Boden, ergab eine Tiefe von 4520 M. gelblichgrauen, zähen Schlamm, in dem es fast einen Meter tief eingesunken war, als Grundprobe und benöthigte zum Einwinden circa $2^1/_4$ Stunden. Das Erreichen des Bodens wurde durch plötzliche Vergrößerung der Zeitintervalle des Ablaufes von je 25 Faden, das ist 47 M., gut bemerkbar. Der Accumulator zeigte die Gewichtsverminderung weniger deutlich.“

Adjunct Hopfgartner versuchte sein Beobachtungsschiff in der Adria durch einen in das Wasser gesenkten Wurfanker im Winde zu erhalten.

Er sagt im V. Berichte der Adria-Commission: „Trotz Anwendung eines mit einer Balje versehenen Wurfankers mit 200 M. Ausstich wurde der Dampfer Dwars am Wind gelegt, was besonders das Heraufholen der Leine sehr erschwerte.“

Vorgang beim Dredschen.

56. Bei größeren Schiffen mit Quersegel ist es in der Regel zweckmäßiger Dwars, das ist Seitenbords, als vom Stern des Schiffes aus zu dredschen. Ebenso wie beim Lothen wird immer unter Dampf und bei geschlossenen Quersegeln gearbeitet.

Soll in größeren Tiefen gedredscht werden, so wird an der Versenkungsleine, in einem Abstande von 400 bis 900 M. ober dem Netze, ein spindelförmiger Knebel aus Holz befestiget und Gewichte aus Blei oder Eisen, jedes von etwa 15 Kgrm. mit Tauschlingen bereit gestellt.[2]

Nachdem man zuvor die Tiefe durch das Loth bestimmt hat, wird das Schiff mit wenig Fahrt, aber noch steuerfähig in den

---

[1] Hydr. Mitth. Berlin, 1874, p. 197.

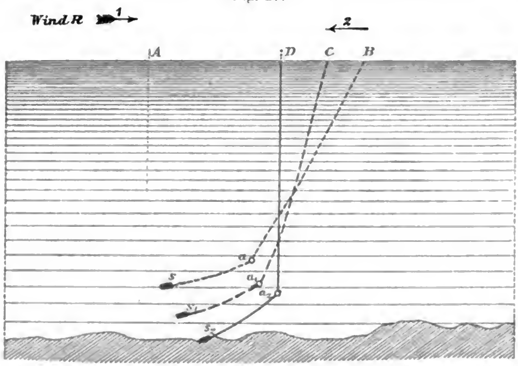
[2] Bei geringeren Tiefen ist diese Vorrichtung nicht erforderlich, wenn nur das Netz, respective der Sack hinreichend beschwert ist. Die Spitze, das ist das Ende des Grundnetzes, soll beim Versenken der Fang- oder Mundöffnung immer voraus in die Tiefe gehen. Deshalb wird, wenn sich das Netz nahe am Grunde befindet, mit dem Abfieren der Leine einige Minuten eingehalten.

Wind gelegt und das Netz versenkt, sobald das Schiff zu treiben beginnt.

Nach und nach bei dem successiven Ablauf der Leine lässt man nun die mit den Tauschlingen versehenen Gewichte längs der Dredschleine in die Tiefe gleiten. Diese trachten schon während des Fallens, noch mehr aber am Knebel, der ihre Bewegung hemmt, die Leine in verticale Lage zu versetzen, wodurch gleichzeitig ein langsames und leichtes Nachziehen oder Nachschleppen des Netzes, mehr durch diese Zuggewichte als durch die Bewegung des Schiffes selbst herbeigeführt wird.

Auf der „Porcupine" z. B. wurde in folgender Weise vorgegangen:

Fig. 27.



Man ließ das Netz in *A*, Fig. 27, fallen, während das Schiff noch mit dem Bug gegen den Wind gekehrt war. Das Schiff fing nun langsam zu treiben an. und bis die erforderliche Quantität Leine ausgelaufen war kam das Schiff, stets treibend nach *B*, während die Leine mit dem Netze etwa die Lage *B a s* angenommen hatte. Um nun das Netz sicher auf den Grund zu bringen, setzte das Schiff ganz langsam gegen den Wind in Bewegung, wodurch es successive die Punkte *C* und *D* etc. einnahm. Die Dredschleine, auf welcher während dieser Zeit auch die Zuggewichte bis zum Knebel *a* gekommen waren, nahm nach und nach die Stellungen $C\ a_1\ s_1$, $D\ a_2\ s_2$ u. s. w. an. Auf diese Weise senkte sich das Netz auf den Grund, auf welchem es hauptsäch-

lich durch das bei a angesammelte Gewicht am Boden hingeschleppt wurde.

Eine Dredschoperation der „Porcupine“ in der Bai von Biscaya in 2435 Faden (4454 M.) Tiefe dauerte acht Stunden.[1]

Das Auslaufen der mit dem Schleppsacke verbundenen Leine von 3000 Faden (5487 M.) erforderte etwas über eine Stunde bei der mit „4“ bezeichneten Windstärke. Das Manöver des Schiffes, um den Sack auf den Grund zu bringen und das Nachschleppen desselben nahm drei Stunden, das Einwinden alsdann vier Stunden in Anspruch.

Die dabei im ganzen versenkten und eingeholten Gewichte stellen sich, wie folgt:

2000 Faden Hanfleine zu $2^1/_2$″ Umfang	4000 Pfund
1000 „ „ „ 2″ „	1500 „

Da der Gewichtsverlust im Wasser drei Viertel des Gesammtgewichtes beträgt, so wogen:

3000 Faden Leine	1375 Pfund
der Schleppsack sammt Gerippe	275 „
Zuggewichte	224 „
die erschleppte Grundprobe	168 „
	2042 Pfund

Zusammen 2042 englische Pfunde oder circa 930 Kgrm., ein gewiss recht respectables Gewicht.

B. Apparate, um aus verschiedenen Tiefen Wasser zu schöpfen.

57. Das Meerwasser wird ebensowohl zu physikalischen als auch zu chemischen Untersuchungen geschöpft, denn entweder bestimmt man die Temperatur und das specifische Gewicht desselben gleich an Bord, oder man verwendet es zur Gas-Analyse und zu noch anderen chemischen Untersuchungen in den Laboratorien.

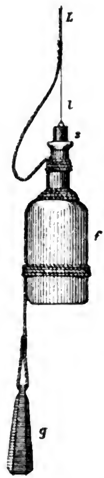
58. Zum Schöpfen des Wassers von der Oberfläche wird gewöhnlich ein einfacher Kübel verwendet.

59. Die verkorkte Flasche. Aus mäßigen Tiefen kann Wasser mit einer verkorkten Flasche, bei welcher sich in der

[1] W. Thomson. The Depths of the Sea. p. 252—256. — 1 Fd. = 1·829 M. — 1 Kgrm. = 2·204 E. Pf.

gewünschten Tiefe der Korkverschluss entfernen lässt, heraufgebracht werden.

Fig. 28.



Die Einrichtung einer solchen Flasche ist aus der nebenstehenden Fig. 28 zur Genüge ersichtlich. Hat die Flasche den Grund oder die sonst gewünschte Tiefe erreicht, so entfernt man durch einen raschen, kräftigen Zug an der Leine den Kork aus dem Flaschenhalse; aufsteigende Luftblasen liefern den Beweis, dass die Flasche geöffnet wurde. Nach dem Verschwinden der Blasen ist die über einen Liter haltende Flasche sicher mit Wasser gefüllt und kann eingeholt werden.[1] Diese Flasche functionirt in geringen Tiefen ganz gut, in großen Tiefen kann sie nicht gebraucht werden.

Noch vor kurzer Zeit kam zum Schöpfen des Meerwassers nicht selten ein cylindrisches Gefäß, welches an den Bodenflächen mit Ventilen versehen war, die sich beim Versenken öffneten, so dass das Wasser durchstreichen konnte, beim Einholen jedoch fest schlossen, zur Verwendung.[2]

60. Meyers Wasserschöpf-Apparat. Gegenwärtig wird allgemein der von Dr. H. A. Meyer, Mitglied der Commission zur wissenschaftlichen Untersuchung der Deutschen Meere, construirte und vom Mechaniker L. Steger in Kiel ausgeführte Wasserschöpf-Apparat verwendet.

Thatsächlich ist dieser Apparat auch so zweckmäßig und so solid construirt, dass er die vielen zu dem vorliegenden Zwecke schon versuchten Vorrichtungen bestens ersetzt, weshalb er auch während allen Expeditionen der letzten Zeit mit Vortheil angewendet wurde. Mit diesem Apparate ist man im Stande, größere Wassermengen aus jeder beliebigen Tiefe herauf zu bringen.

Der Hohlraum eines starken Messing-Cylinders ist am oberen Rande konisch verengt, am unteren dagegen konisch erweitert. Zwei fest mitsammen verbundene Kegel-Ventile sind bestimmt, den Hohlraum des

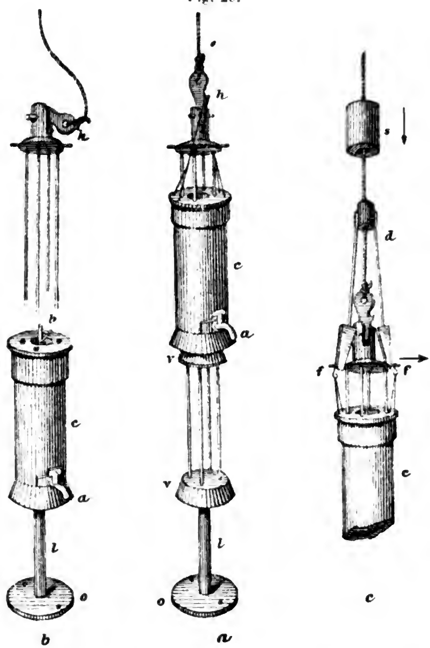
---

[1] Jahresbericht d. Commiss. z. wissenschaftl. Untersuchung der deutschen Meere. Berlin, 1873, I, p. 5.

[2] Auch während der „Porcupine"-Expedition von 1868—1870 wurde das Wasser auf diese Weise geschöpft.

Cylinders an den eben bezeichneten konischen Oeffnungen hermetisch abzuschließen, sobald er mit jenem Wasser gefüllt ist, welches man aufholen will. Es kommt also, wie man sofort ersieht, bei diesem Apparate hauptsächlich darauf an, den Verschluss an den Cylinderenden möglichst vollkommen herzustellen, was den Bemühungen des Mechanikers Steger gelungen ist.

Fig. 29.



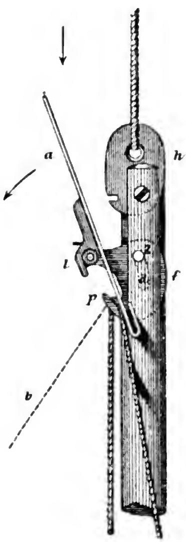
Die Wirkungsweise des Apparates beim Gebrauche ist folgende

Der Cylinder *c*, Fig. 29, wird an dem drehbaren Haken *h*, welcher mit der Versenkungsleine verbunden ist, aufgehängt. Die Kegelventile *v*, *v* stehen sodann so, dass das Wasser durch den Cylinder streicht, wenn der Apparat durch das Wasser sinkt. Fig. 29 *a*.

Bei der Ankunft am Grunde dreht sich durch das Nachfieren der Versenkungsleine der Aufhängehaken *h* abwärts, weshalb der

Cylinder *c* längs seiner Führung auf die konischen Ventile niederfällt, wodurch diese das nunmehr im Cylinder enthaltene Wasser von dem äußeren vollkommen abschließen. Fig. 29 *b*. Die Scheibe *o* am unteren Ende des Apparates ist dazu vorhanden, um bei weichem Boden den Widerstand zu vermehren und das Eindringen des Grundschlammes in den Cylinder, sowie das Verunreinigen des unteren Kegel-Ventils thunlichst zu verhüten. Unter die Scheibe kann nöthigenfalls noch ein Gewicht oder auch eine jener Vorrichtungen angebracht werden, mittelst welchen man Grundproben aufzuholen pflegt, um so zwei Beobachtungen mitsammen zu verbinden.

Fig. 30.



Die beiden Hähne *a* und *b* sind vor der Versenkung des Apparates abzudrehen. Nach dem Einwinden kann bei *a* das Wasser abgelassen werden, wenn durch den Hahn *b* Luft zugeführt wird.

Ist das Wasser nicht vom Grunde, sondern aus einer geringeren Tiefe zu schöpfen, so wird der Cylinder *c* durch Metallringe auf zwei, an der oberen Gestellplatte angebrachte Querbolzen *f*, *f* aufgehängt. Ein doppelarmiger Ausschlag-Hebel *d* wird auf die Leine gesteckt und mit seinem offenen Ende bei *f*, *f* so gegen die Hängringe angesetzt, dass dieselben gleich abgeschoben werden, sobald man das Schlaggewicht *s* von der Beobachtungsstelle aus längs der Leine auf den Kopf des Hebels *d* fallen lässt. Fig. 29 *c*.

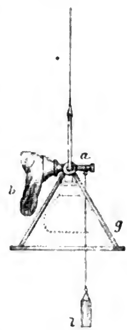
Das Schlaggewicht, eine mit Blei gefüllte Messinghülse, lässt sich öffnen und schließen, damit es leicht über die Leine gelegt und von derselben wieder abgenommen werden kann. Wenn das Schiff während der Beobachtung bedeutend abtreibt und die Leine dadurch in stark schiefe Lage geräth, so ist immerhin der Fall möglich, dass das Schlaggewicht nicht ganz über die Leine gleitet, oder doch der Schlag auf den Hebel nicht kräftig genug ausfällt, um die Hängeringe des Cylinders von den Bolzen abzuschieben.

Während der „Challenger Expedition“ wurde das Schließen des Schöpf-Cylinders in beliebigen Tiefen auf eine andere Weise bewirkt.[1]

Die Aufhängevorrichtung *h* des Schöpfgefäßes steht bei diesem Apparate mit einer cylindrischen Hülse in Verbindung, welche bei *z*, Fig. 30, einen Zapfen trägt. Eine mit zwei Vorsprüngen und einem Ausschnitte *d* versehene Scheibe hängt mit dem letzteren auf dem Zapfen *z*. Auf dem einen Scheibenvorsprunge *p* hängt mittelst einer kurzen Leine der Schöpf-Cylinder, am andern *l* aber ist eine drehbare Widerstandsfläche *a* angebracht, welche beim Versenken des Apparates die in der Figur gezeichnete Lage hat. Beginnt das Einholen der Schöpfvorrichtung, so stellt sich die Widerstandsfläche zuerst horizontal und bewirkt, da sie sich in Folge eines Anschlages nicht mehr weiter bewegen kann, eine Drehung der Scheibe *f*, wodurch die Leine bei *p* abfällt und der Cylinder auf die Ventile sinkt. Durch den fortgesetzten Widerstand, welchen das Wasser der Fläche beim Einwinden entgegensetzt, wird die Scheibe *f* bald so weit herumgedreht, dass der untere Theil des Schlitzes *d* an *z* anliegt, wodurch *a* in die (punktirte) Lage *b* kommt und so das Aufholen nicht erschwert.

61. **Jacobsons und Behrens Schöpf-Apparat.**[2] Dieser Apparat besteht aus einer weichwandigen Flasche von nicht vulcanisirtem Kautschuk mit einem engen Metallhalse aus vernickeltem Messing. In dem letzteren ist ein luftdicht schließender Hahn angebracht, der die Achse der Aufhängegabel der Flasche bildet.

Fig. 31.



Hängt der Apparat frei an der Versenkungsleine, so bringt das Gewicht *l*, Fig. 31, die Flaschenachse und den Hals in eine horizontale Lage, wobei die Flasche durch den Hahn *a* geschlossen ist. Hört der Zug des Gewichtes *l* auf, so dreht sich die Flasche in ihre normale Lage zurück, wobei der Hahn geöffnet wird und die Communication mit dem Flascheninneren hergestellt ist.

Beim Gebrauche wird die Flasche zuerst mit Quecksilber gefüllt, dieses alsdann vorsichtig mit der Hand bis auf circa ein Fünftel des Inhaltes

---

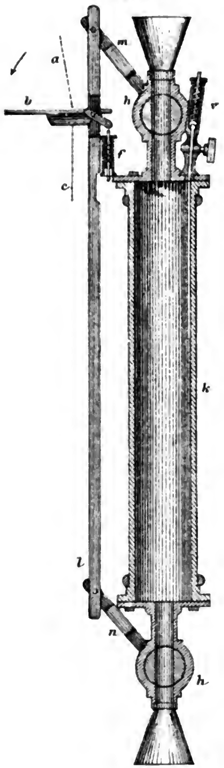
[1] C. W. Thomson. The Voyage of the Challenger. The Atlantic. p. 36.

[2] Bericht der Commission zur wissenschaftlichen Untersuchung der deutschen Meere. II, p. 52.

Mitth. aus dem Gebiete des Seewesens. Pola, 1875, p. 341.

wieder ausgepresst, und die Flasche — noch während das Quecksilber an der Halsmündung steht — in die horizontale Lage gebracht, weil dabei der Hahn geschlossen wird. Dies wird einfach dadurch erreicht, dass man auf den schon in hängender Lage befindlichen Apparat den Zug des Gewichtes *l* einwirken lässt.

Fig. 32.



In diesem Zustande wird der Apparat versenkt. Am Grunde angelangt, stellt sich die Flasche vertical, weil das Gewicht *l* zu wirken aufhört; dabei ist die Flasche offen, füllt sich mit Wasser, wird aber im Momente des Aufholens wieder geschlossen, da sie durch das Gewicht *l* neuerdings in die horizontale Lage zurückkehrt.

62. Mr. Buchanans Schöpf-Apparat. Während der „Challenger"-Expedition wurde außer dem Meyerschen auch noch ein von Buchanan construirter Schöpf-Apparat verwendet.[1] Bei diesem endet ein starker Messing-Cylinder — das Schöpfgefäß — oben und unten mit einer halsförmigen Verengung.

In jedem Halsstücke ist ein luftdicht schließender Hahn angebracht. Beide Hähne lassen sich nur zugleich öffnen oder schließen, da ihre zu einander parallelen Bewegungsarme *m* und *n* durch einen steifen Stab *l* verbunden sind.

Der Apparat geht mit geöffneten Hähnen, Fig. 32, in die gewünschte Tiefe. Die Widerstandsfläche, welche das Abschließen des Wassers in der Tiefe zu besorgen hat, befindet sich während der Versenkung in der (punktirten) Lage *a*, geht aber im Momente des Einholens in die horizontale Stellung *b* über, in welcher sie das Hebel-System *m*, *l*, *n*

---

[1] C. W. Thomson. The Voyage of the Challenger. The Atlantic. p. 37—41.

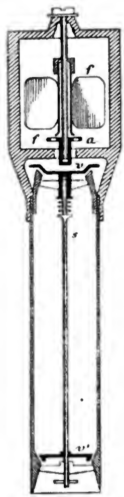
herabzieht und dabei die Hähne *h*, *h* schließt. Beim weiteren Einholen überwindet der Wasserwiderstand gegen die Fläche *b* einen Federdruck am zweiten Hebelende der Widerstandsfläche, welche hiedurch in die Lage *c* abgedrückt wird, in der sie dem Einwinden keinen besonderen Widerstand entgegensetzt.

Auf der oberen Platte des Cylinders ist ein Sicherheits-Ventil *v* angebracht, welches mit einer Röhre in Verbindung steht, die bis nahe zur Mitte des Cylinders *k* reicht.

Wenn Gase im geschöpften Tiefenwasser vorhanden sind, so müssen sich selbe im oberen Theile des Schöpf-Cylinders ansammeln und mit der Spannung, welche der Versenkungstiefe entspricht, auf die Wasseroberfläche und auf die Gefäßwände drücken.

Das Sicherheits-Ventil ist nun so eingerichtet, dass es den Gasen eine verhältnismäßige Expandirung gestattet, wodurch eine Sprengung des Apparates hintangehalten wird. Oeffnet man den Hahn am Ventil, so wird das Wasser mit Gewalt ausgetrieben, falls Gase in demselben enthalten waren.

Fig. 33.



63. Sigsbees Schöpf-Apparate. Von den Amerikanern wurden während ihrer letzten Arbeiten im südlichen Theile des Golf-Stromes zwei Wasserschöpf-Apparate in Anwendung gebracht. Ihre Einrichtung ist den sonst zu diesen Zwecken gebrauchten Apparaten ähnlich.

Bei dem einen spielen an den Enden eines starken Messing-Cylinders zwei von einander unabhängige Ventile. Diese werden während des Sinkens vom Wasser aufgestoßen und schließen sich beim Einholen. Ein siebartiger Deckel vor jedem Ventile verhindert das Eindringen fremdartiger Bestandtheile.

Beim zweiten von Sigsbee construirten Wasserschöpfer, mit dem auch unter einem ein Tiefsee-Thermometer versenkt werden kann, sind die zwei Ventile *v* und *v'* im Schöpf-Cylinder mitsammen verbunden; jedoch ist denselben durch eine Spiralfeder (in der Verbindung) eine kleine Bewegung gegeneinander gestattet. Fig. 33.

Oberhalb des Schöpf-Cylinders ist eine Wasserschraube *f* auf verticaler Achse angeordnet. Dieselbe schraubt durch ihre Drehungen beim Aufholen eine Hülse *a* nach unten, die auf das obere Ventil aufdrückt

und dadurch beide Ventile möglichst gut schließt.[1] Durch die Anordnung der Schraube *f* wird es möglich, Wasser aus jeder beliebigen Tiefe zu schöpfen, da die Ventile immer dann den Wasserraum absperren, wenn das Einwinden des Apparates beginnt.[2]

C. Instrumente zur Ermittlung der Temperatur des Meerwassers.

a) Das Bestimmen der Temperatur des Meerwassers an der Oberfläche.

64. Die Bestimmung der Wasser-Temperatur an der Oberfläche erfolgt am einfachsten dadurch, dass man mit einem Kübel, der eine genügende Quantität Wasser fasst, dieses rasch schöpft, auf Deck ohne Verzug ein Thermometer in dasselbe einsenkt und die Temperatur, nachdem die Thermometer-Angabe stationär geworden ist, abliest.

65. Pinsel-Thermometer. Ein anderes Mittel, um die Oberflächen-Temperatur zu messen, besteht in der Anwendung des Pinsel-Thermometers. Der die Thermometer-Kugel umhüllende Pinsel saugt sich, sobald das Thermometer in das Oberflächenwasser eingesenkt wird, mit diesem voll und verhindert so, ebensowohl eine Erwärmung der Kugel durch die Luft, wie auch eine Abkühlung derselben durch Verdunstung der anhaftenden Wassertheilchen jedenfalls auf so lange, als man zum Aufholen und zur Ablesung des Instrumentes braucht.[3] Die für solche Temperatur-Messungen zu verwendenden Thermometer müssen natürlich vor dem Gebrauche immer mit einem Normal-Thermometer verglichen werden, und sollen wenigstens 0·2 Grade noch direct abzulesen gestatten, was immer möglich sein wird, wenn die Länge eines Grades etwa 1 Cm. beträgt.

Die Commission zur wissenschaftlichen Untersuchung der Deutschen Meere verwendet die Pinsel-Thermometer nicht, dagegen werden die Oberflächen-Thermometer manchmal in der Weise angewendet, dass man sie in einer starken Holzfassung dem Beobachtungsschiffe nachschleppt und zeitweise abliest.[4]

---

[1] C. D. Sigsbee. Deep-Sea Sounding and Dredging. p. 90—98. Taf. 20 und 40.

[2] Unter den hydrographischen Apparaten, die Prof. F. L. Ekman zur Zeit des geographischen Congresses in Venedig im Herbste 1881 ausgestellt hatte, waren auch Wasserschöpf-Apparate vorhanden, welche im Wesentlichen auf denselben Principien beruhen, wie die hier beschriebenen, in der mechanischen Durchführung jedoch so manche Veränderungen aufwiesen.

[3] Dies gilt jedenfalls für niederbordige Schiffe.

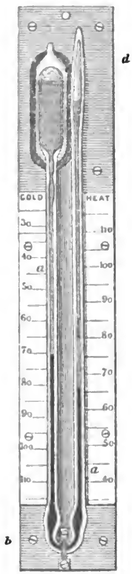
[4] Mittheilungen aus dem Gebiete des Seewesens. Pola, 1875, VII und VIII, p. 339.

b) Das Bestimmen der Temperatur des Meerwassers in der Tiefe.

Viel schwieriger als die Oberflächen-Temperaturen lassen sich jene bestimmen, welche in größeren und den größten Meerestiefen angetroffen werden. Thatsächlich ist es auch erst in den letzten Decennien gelungen, befriedigende Tiefsee-Thermometer herzustellen.

66. Das Tiefsee-Thermometer von Miller & Casella ist ein Maximum- und Minimum-Thermometer, welches die höchste und die niedrigste Temperatur jenes Mediums anzeigt, in welchem sich das Instrument während der Beobachtungszeit befindet.

Fig. 34.



Die aus starkem Glase erzeugte, *u*-förmig gebogene Thermometer-Röhre *a*, Fig. 34, von kreisförmigem oder elliptischem Querschnitte ist an einem Ende bedeutend, am anderen jedoch nur wenig erweitert. Die eigentliche thermoskopische Substanz, Alkohol, welche die größere Erweiterung und die Röhre ganz, die kleinere Erweiterung aber nur zum Theile erfüllt, ist in der Gegend der Röhrenbiegung durch einen längeren Quecksilber-Faden getheilt. Bei einer Veränderung der Temperatur dehnt sich der Inhalt beider Erweiterungen entweder aus oder zieht sich zusammen. Der dadurch entstehende ungleiche Druck auf die Enden des Quecksilber-Fadens veranlasst diesen, in dem einen Schenkel zu sinken, im anderen dagegen zu steigen. Wächst die Temperatur, so steigt das Quecksilber in dem mit „*heat*“ bezeichneten Schenkel, fällt sie aber, so erfolgt das entgegensetzte, weshalb das Quecksilber zum Ansteigen in dem zweiten mit „*cold*“ bezeichneten Schenkel veranlasst wird.

Um nun den höchsten Stand des Quecksilbers, welcher auf der einen Seite die Maximal-, auf der anderen aber die Minimal-Temperatur anzeigt, zu markiren, ist in jedem Röhrenschenkel ein mit feinen, elastischen Härchen versehener Eisenstift vorhanden, welcher durch die Bewegung des Quecksilbers wohl fortgeschoben, nicht aber durch die gewöhnlichen Manipulations-Erschütterungen von seinem einmal eingenommenen Platze verrückt wird.

Zieht man mittelst eines Magnetes diese eisernen Indices an die Quecksilber-Oberfläche herab und versenkt hierauf den Apparat in das Wasser, so wird, je nach der Temperaturs-Änderung, ein oder der andere Stift durch das Ansteigen des Quecksilbers vorgeschoben, und da derselbe beim Einholen an der eingenommenen Stelle verharrt, so dient er als Marke für die an der Beobachtungsstelle herrschende Temperatur. Um diese ablesen zu können, ist eine Gradeintheilung entweder auf der Thermometer-Röhre selbst eingravirt oder auf Porzellantäfelchen aufgetragen, welche neben der Röhre befestigt sind. In letzterem Falle müssen die Röhre und die zugehörige Theilung in gegenseitig unverrückbarer Lage auf der zur Befestigung vorhandenen Holzplatte *d* angebracht sein.

Um den Einfluss des großen hydrostatischen Druckes in der Tiefe unschädlich zu machen, ist ein zum Theile mit Phenylsäure, zum andern Theile mit Luft gefüllter Glassturz über die größere Erweiterung der Thermometer-Röhre gelegt und luftdicht aufgeschmolzen. Diese Einrichtung bewirkt, dass die nebst der Phenylsäure in dem Glassturze enthaltene Luft gleichsam als elastischer Polster wirkt und den Druck nicht auf die thermometrische Substanz überträgt.

67. Beim Gebrauche dieses Tiefsee-Thermometers werden die beiden eisernen Indices durch Anwendung eines Magnetes mit den Enden des Quecksilber-Fadens in Berührung gebracht. Alsdann wird die seitwärts ausgeschnittene kupferne Schutzhülse, in der sich das Thermometer bleibend befindet, mit dem oberen und unteren Ende an die Arbeitsleine, welche mit einem Lothgewichte versehen ist, angeschlossen und versenkt. Ganz derselbe Vorgang ist zu beobachten, wenn mehrere Casella-Thermometer an derselben Leine angebracht werden, um mit einem Zuge die Temperaturen in verschiedenen Tiefen zu erhalten.[1]

Um bei den Messungen möglichst sichere Resultate zu erhalten, ordnet man meistens zwei, in wichtigen Fällen auch drei solche Thermometer an derselben Stelle an, damit ein Instrument das andere controlire. Diese Vorsicht ist besonders dann geboten, wenn nicht Reihen-, sondern nur Einzeln-Temperaturen gemessen werden.

Beim Einholen wird jedes Instrument, welches über die Wasseroberfläche kommt, von der Leine abgenommen, abgelesen und bis zu einer neuen Beobachtung aufbewahrt.

---

[1] In Bezug auf die erforderliche Accomodations-Zeit dieser Instrumente sind die Meinungen der verschiedenen Beobachter noch getheilt. Dieselbe kann zwischen 5 und 15 Minuten angesetzt werden.

Die Miller-Casellaschen Instrumente sind nicht voluminös, einfach handzuhaben, verhältnismäßig billig, und haben fast immer gute Dienste geleistet, wenn sie mit der erforderlichen Aufmerksamkeit und Umsicht gebraucht wurden.

Irrige Angaben sind mit diesem Instrumente aber zu gewärtigen, wenn mächtige kalte und warme Wasserschichten über einander lagern.[1]

Diese Thermometer müssen immer hängend, d. i. so wie sie beim Gebrauche zur Versenkung gelangen, aufbewahrt und transportirt werden.

Außer dem Miller-Casellaschen Tiefsee-Thermometer gelangt jetzt zeitweise auch ein diesem ähnliches Quecksilber-Piezometer nach der Construction des Chemikers der „Challenger"-Expedition, I. J. Buchanan,[2] zur Anwendung, welches ebenfalls die Temperatur-Maxima und Minima anzeigt.

Diese, sowie die Instrumente von Miller-Casella bedürfen, außer der „Stand-Correctur" gegen das Normal-Thermometer, auch noch einer kleinen „Druck-Correctur", welche von dem mit der Tiefe wachsenden hydrostatischen Druck, gegen jene Theile der Thermometer-Röhre, die gegen diesen nicht geschützt sind, herrührt. Die Werte dieser Correcturen werden am besten durch vergleichende Beobachtungen mit anderen Tiefsee-Thermometern erhalten.[3]

Mohn gibt die Genauigkeit der angewandten Correctionen der Thermometer für Scalen-Fehler und für Druck in folgender Weise an:

a) Der mittlere Fehler einer einzelnen Bestimmung der beiden Correctionen zusammen ist für ein Index-Thermometer $\pm$ 0°066 gefunden worden.

b) Die mittlere Abweichung einer vollständig reducirten Thermometer-Angabe von dem Mittel der corrigirten Angaben von drei gleichzeitig zur Ermittlung einer Boden-Temperatur angewendeten

---

[1] G. S. Nares im Challenger-Bericht vom 25. März 1874. — J. Wolf, J. Luksch und Dr. Köttstorfer. III. Bericht an die k. ung. Seebehörde in Fiume. 1878 p. 15—18. — H. Mohn. Die norweg. Nordmeer-Expedit. Petermanns geogr. Mitth. 1880. Erg. Heft 63.

[2] Proceedings of the Royal Society. 1876, Nr. 172, p. 163.

[3] H. Mohn. Petermanns geogr. Mitth. Erg. Heft Nr. 63.

Dr. W. Thomson gibt in seinem Werke: Depths of the Sea, p. 297, als Mittel aus mehreren Beobachtungen die Änderung des Thermometer-Standes durch den Druck mit:

0·079° C. für 250 Faden und
0·79° C. für 2500 „ an.

Thermometern ist ± 0°039. Die Sicherheit der ersten Decimalstelle der Tiefen-Temperaturen mag also verbürgt sein.

Wie andere Forscher weist auch Prof. Mohn auf eingetretene Index-Verschiebungen hin, die noch nicht sicher genug aufgeklärt werden konnten. Auch er empfiehlt in wichtigen Fällen an derselben Stelle zwei oder drei Thermometer gleichzeitig zu verwenden.

Fig. 35.



68. Das Tiefsee-Thermometer mit einer Hülle aus Hartgummi. Ein gutes Quecksilber-Thermometer in einer starken Hartgummihülle eingeschlossen, hat zuerst Dr. H. A. Meyer benützt, um bei der wissenschaftlichen Erforschung der Deutschen Meere die Temperaturen des Seewassers in verschiedenen Tiefen zu messen. Fig. 35.

Die Hartgummihülle hat um die Röhre eine Dicke von 10, um die Kugel eine solche von 25 Mm. Die Thermometer-Kugel ist in ihrer Hülle mit Wachs eingebettet. Die Thermometer-Scala ist durch einen Ausschnitt in der Hülle freigelegt, damit die Ablesung gemacht werden kann.

Für größere Tiefen muss ein träges Thermometer mit sehr starkwandigem Capillar-Rohr angewendet werden. Das Instrument braucht mindestens eine Stunde Zeit, bevor es die Temperatur der Wasserschichte anzeigt, von welcher es umgeben ist. Hat sich das Instrument aber ganz accommodirt, so bleiben 5 bis 10 Minuten Zeit zum Einholen und Ablesen, weil das Hartgummi ein sehr schlechter Wärmeleiter ist. Hat man also Zeit, um das Instrument hinlänglich lang in jener Wasserschichte zu belassen, deren Temperatur gemessen werden soll, und ist die Versenkungstiefe nicht sehr groß, was namentlich bei fixen Stations-Beobachtungen zutrifft, so kann dieses Instrument immerhin verwendet werden.

Beim Gebrauche wird das Instrument durch einen Messingmantel gegen das Zerschlagen des offen liegenden Theiles der Thermometer-Röhre geschützt. An einer mit einem Lothgewichte beschwerten Leine wird es versenkt.[1]

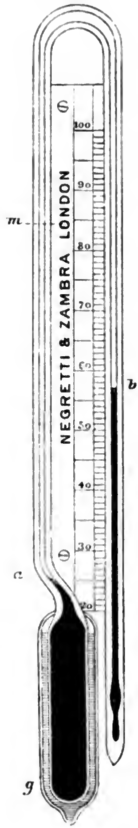
69. Das Tiefsee-Thermometer von Negretti und Zambra. Dieses Tiefsee-Thermometer gibt direct diejenige Temperatur des Seewassers, welche an der Versenkungstiefe zu der Zeit herrscht, in welcher man die Beobachtung macht.

---

[1] Jahresb. d. Commission z. wissenschaftlichen Unters. d. deutschen Meere in Kiel. Berlin, 1873, p. 6 und 7.

Verschieden warme Schichten, die vom Thermometer beim Versenken oder Einholen durchschnitten werden, ganz einerlei, ob dies rasch oder langsam geschieht, üben durchaus keinen Einfluss auf die Markirung der Temperatur aus. Es ist daher dieses Thermometer dem Miller - Casellaschen Instrumente in mancher Beziehung vorzuziehen, und unter allen Umständen als das beste Control-Instrument bei Temperatur-Messungen in großen unterseeischen Tiefen zu gebrauchen.

Fig. 36.



Die Markirung der Temperatur erfolgt dadurch, dass im erwünschten Momente der Quecksilber-Faden in der Thermometer-Röhre an einer bestimmten Stelle entzweireißt und sich erst durch den Beobachter wieder vereinigen lässt. Nachdem das Abreißen des Quecksilbers stets an derselben Stelle der Thermometer-Röhre erfolgt, der Quecksilber-Faden aber bei den verschiedenen Temperaturen ungleich lang ist, so kann aus der Länge des abgetrennten Quecksilber-Fadens die Temperatur, welche zur Zeit der Beobachtung um das Thermometer herrschte, direct bestimmt werden.

Die starke Thermometer-Röhre ist, wie die nebenstehende Figur 36 zeigt, *n*-förmig gebogen. In derselben ist bei *a* eine Verengung (Verengungs-System) und an der Biegungsstelle eine nach beide Röhrenschenkel verlaufende Ausweitung vorhanden.

Das Thermometer-Gefäß ist von einem luftdicht aufgeschmolzenen Glaskolben, welcher zum größeren Theile mit Quecksilber angefüllt ist, umgeben. Diese Einrichtung verhindert eine nachtheilige Einwirkung des großen hydrostatischen Druckes auf das Thermometer-Gefäß und auf die von diesem eingeschlossene thermoskopische Substanz.

Die Markirung der Temperatur wird, wie dies schon angedeutet wurde, dadurch zu Stande gebracht, dass in dem Momente, in welchem dieselbe fixirt werden soll, der Quecksilber-Faden

welcher etwa bis *m* reicht, durch eine Drehung des Instrumentes um eine horizontale Achse, bei der Verengungsstelle *a* abreißt und in den zweiten Schenkel der Thermometer-Röhre übertritt. In diesem Zustande, welcher durch die vorstehende Figur 36 zur Darstellung gelangte, erfolgt die Ablesung, worauf man durch eine weitere Drehung des Instrumentes den abgetrennten Quecksilber-Faden wieder zur Rückbewegung in den Schenkel mit dem Thermometer-Gefäß und so die Vereinigung des gesammten Quecksilbers herbeiführt.

70. Beim Gebrauche wird das Thermometer in ein Gestell von Messing eingesetzt und das Quecksilber durch Drehung des Thermometers auf die linke, d. i. die Seite des Thermometer-Gefäßes gebracht. Hierauf wird das Instrument durch ein Lothblei beschwert und an einer Hanfleine befestigt, auf die erforderliche Tiefe versenkt. Dabei trachtet eine im Gestelle unter dem Thermometer angebrachte Wasserschraube das letztere um seine Achse, im Sinne der Bewegung eines Uhrzeigers zu drehen, was aber durch einen fixen Anschlag des Thermometers verhindert wird.

Beim Einholen des Instrumentes, nach einer Accommodations-Zeit von 3 bis 4 Minuten, dreht sich die Schraube im entgegengesetzten Sinne und bewirkt hiedurch eine volle Umdrehung des Thermometers gegen den Zeiger der Uhr. Während dieser Bewegung reißt das Quecksilber bei *a* ab, und tritt in den zweiten Schenkel der Röhre über, wo es bis zur Beendigung der ganzen Beobachtung verbleibt, da eine weitere Drehung des Thermometers durch einen einspringenden Stopper hintangehalten wird.

Nachdem das Instrument ganz eingeholt ist, liest man auf der Scala, welche am oder neben dem rechten Röhrenschenkel angebracht ist, die Temperatur ab, und nunmehr kann das Instrument wieder zu einer neuen Beobachtung verwendet werden.

71. Die Vorzüge und Nachtheile dieses Instrumentes lassen sich, wie folgt, kurz zusammenfassen.

Vorzüge. — 1. Jede Temperatur wird direct registrirt. 2. Es sind keine Indices vorhanden. 3. In dem Thermometer-Gefäße und der Thermometer-Röhre ist nur Quecksilber allein vorhanden. 4. Die Accommodations-Zeit ist kurz, jedenfalls kürzer als beim Miller-Casella-Thermometer. 5. Unordnungen durch den Transport oder die Lage des Instrumentes sind (wegen 2. u. 3.) nahezu ausgeschlossen.

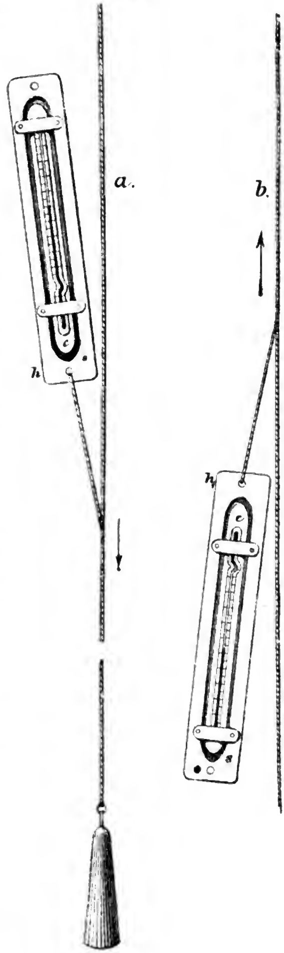
Nachtheile. — 1. Nach dem Aufholen des Instrumentes ist nicht mehr zu erkennen, ob die Abtrennung des Quecksilbers richtig bei der Verengung erfolgte. 2. Heftige Bewegungen des Schiffes und starkes

Abtreiben, können die Drehung des Thermometers veranlassen, bevor noch der Moment hinzu gekommen ist. 3. Die Ausdehnung des abgerissenen Quecksilber-Fadens im rechten Röhrenschenkel. 4. Der ziemlich hohe Preis des Instrumentes.

„Angesichts der äußerst schwierigen Aufgabe, vollkommene Instrumente für Tiefsee-Temperaturs-Beobachtungen zu construiren, eine Aufgabe, welche wie wenig andere, den Scharfsinn des menschlichen Geistes herausfordert, müssen die angeführten Mängel des Negretti-Zambraschen Tiefsee-Thermometers im Vergleich zu seinen Vorzügen als unbedeutend erscheinen. Dennoch würden wir in Erwägung der ersteren es nicht wagen, für die ausschließliche Benützung dieses Systemes einzustehen, sondern halten wir vielmehr dafür, dass es für die Absichten der Forschung am günstigsten wäre, die beiden Systeme: Negretti-Zambra und Miller-Casella vereint zur Anwendung zu bringen.“ [1]

72. Das neue Umkehr-Thermometer von Zambra-Negretti [2] besteht aus einer Thermometer-Röhre mit S-förmiger Biegung, gleich ober dem cylindrischen Thermometer-

Fig. 37.



[1] Mittheilungen aus dem Gebiete des Seewesens. Pola, 1877, III und IV, p. 160—169.

J. Wolf, J. Luksch und Dr. J. Köttstorfer. III. Bericht a. d. k. ung. Seebehörde. p. 18—23.

[2] C. D. Sigsbee. Deep-Sea Sounding and Dredging. p. 114 etc. Taf. 21, 22, 23.

Gefäß. In der Biegung ist eine Verengung, wie beim früheren Umsturz-Thermometer, vorhanden.

Wird das Thermometer umgekehrt, so reißt der Quecksilber-Faden bei der Verengung ab. Das abgerissene Quecksilber sammelt sich am Ende der Thermometer-Röhre an, und aus der Länge des Quecksilber-Fadens wird, wie bei dem alten Zambra-Negretti-Thermometer, die Temperatur bestimmt.

Sollte nun während des Einholens das Thermometer nach einer kälteren wieder durch eine wärmere Wasserschichte gehen und dabei natürlich etwas Quecksilber durch die Enge nachtreten, so kann dasselbe sich immerhin in der S-Form der Röhre ansammeln, wodurch keine Vermehrung des ursprünglich abgerissenen Quecksilbers eintritt.

Die Thermometer-Röhre befindet sich in einer hermetisch geschlossenen, sehr festen Glasröhre, welche den stärksten Druck auszuhalten vermag. Ein Holzkasten ist bestimmt, das Thermometer aufzunehmen. In diesem ist eine das Thermometer der ganzen Länge nach umgebende Rinne vorhanden, die zum Theile mit Bleischroten ausgefüllt ist.

Beim Versenken geht der Apparat in der Lage *a*, Fig. 37, nach der Tiefe. Beim Aufholen kehrt sich der Holzkasten durch den Wasserwiderstand um, in diesem Momente reißt der Quecksilber-Faden bei der Verengung ab, die Bleischrote bewegen sich zur gleichen Zeit nach dem entgegengesetzten (unteren) Rinnenende und verhindern ein neuerliches Drehen des Apparates, der in der Lage *b*, Fig. 37, an die Oberfläche kommt.

„Das Negretti- & Zambrasche Umkehr-Thermometer in seiner neueren Form, mit dem Thermometer hermetisch in einem starken Glasrohre eingeschlossen, welches den Druck aufnimmt und mit seinem Holzkasten und der darin sich befindlichen Rinne mit Schrotkörnern, erlaubt eine genaue Bestimmung der Temperatur in der Tiefe in Fällen, wo die Index-Thermometer den Dienst versagen, also wenn die Temperatur mit der Tiefe bald ab-, bald zunimmt. Es ist weit empfindlicher als die Index-Thermometer, denn es braucht in allen Fällen nur 3 Minuten zu seiner vollkommenen Accommodation, während für die Index-Thermometer 6 bis 10 Minuten erforderlich sind“ . . . . .

Professor Mohn nennt es aber bedenklich, mehrere Umkehr-Thermometer bei bewegter See auf einer Leine anzuwenden.[1]

---

[1] Prof. H. Mohn. Die norwegische Nordmeer-Expedition. Petermanns geogr. Mitth. Erg. Heft 63.

73. Der Apparat, welchen Siemens in Berlin zur Bestimmung der See-Temperaturen in größeren Tiefen herstellte und der darauf beruht, dass ein electrischer Strom bei verschiedenen Temperaturen verschiedenen Leitungswiderständen begegnet, erwies sich während der „Challenger"-Expedition schon bei dem geringsten Seegange als unbrauchbar; eine Wahrnehmung, die schon früher während der österreichischen Küstenaufnahme in der Adria gemacht wurde.[1]

D. Instrumente zur Bestimmung des specifischen Gewichtes oder der Dichte des Meerwassers.

74. Zum Zwecke der Dichtebestimmung werden an Bord der Schiffe fast ausschließlich nur die Aräometer verwendet.

Die Picnometer und die sonstigen Methoden, nach welchen das specifische Gewicht des Meerwassers noch ermittelt werden kann, pflegt man nur in chemischen Laboratorien in Anwendung zu bringen.

Früher hat man vernickelte oder vergoldete Metall-Aräometer benützt, jetzt zieht man diesen meist die Glas-Aräometer vor. (Fig. 38.)

Fig. 38.



Der Mechaniker L. Steger in Kiel liefert sehr stabile, nach Angabe von J. G. Greiner jun. in Berlin verfertigte Glas-Aräometer, welche durchwegs von Dr. Karsten geprüft sind. Bei diesen sind für die genauesten Arbeiten und zu Control-Messungen die im Seewasser vorkommenden Variationen des specifischen Gewichtes von 1·0000 bis 1·0300 auf zehn verschiedene Aräometer (großer Satz) vertheilt, damit jene Änderungen im specifischen Gewichte noch sicher abgelesen werden können, welche für wissenschaftliche Arbeiten erforderlich sind. Einem Unterschiede des specifischen Gewichtes von 0·00005 (halber Scalen-Theil) entspricht eine mehr als 1 Mm. betragende Verschiedenheit des Eintauchens, ist also noch mit Sicherheit abzulesen.

Die Instrumente sind 27 Ctm. lang; ihre Scalen-Länge beträgt 7·5 Ctm. und die Dicke der Scala-Rohre 3 Mm.[2]

---

[1] Hydr. Mitth. Berlin, 1874, II, p. 84. — T. Ritt. v. Oesterreicher. Die österr. Küstenaufnahme. p. 167—169.

[2] Jahresbericht der Commission zur wissenschaftlichen Untersuchung der deutschen Meere. II, p. 4.

Zu den regelmäßigen Stations-Beobachtungen wird von der genannten Commission der aus fünf Stück verschiedener Aräometer bestehende kleine Satz verwendet.[1]

Für die zwei wichtigsten Fälle auf Reisen wurden die Schiffs-Aräometer in Bestecken zusammengestellt, und zwar:

1. Für oceanische Fahrten (mit Einschluss der Nord-See und des Mittelmeeres).

2. Für das verhältnismäßig sehr süße Wasser der Ost-See.

In jedem Besteck befinden sich zwei gleiche Aräometer für die feinen Ablesungen und ebenso noch zwei gleiche für gröbere Ablesungen.[2] Die letzteren für etwa vereinzelt vorkommende Fälle, in welchen die Theilung der ersteren überschritten werden sollte.

Bei der Bestimmung des specifischen Gewichtes wird das geschöpfte Wasser in einen Glassturz gegossen, dann das Aräometer behutsam in das Wasser eingesenkt und sein Stand abgelesen. Manche Beobachter ziehen es vor, das Glasgefäß, in welchem die Messung vorgenommen wird, cardanisch aufzuhängen, andere finden diese Einrichtung nicht für nöthig.

Außer der Aräometer-Ablesung wird auch noch die Temperatur des Wassers gemessen, weil das specifische Gewicht von dieser abhängig ist. Dabei erscheint es zweckmäßig, zuerst das Thermometer, dann das Aräometer und hierauf nochmals das Thermometer einzusenken und das arithmetische Mittel der Temperaturen für die endgiltige Dichtebestimmung zu benützen.

Nach jeder einzelnen Messung ist es nothwendig, das Aräometer sorgfältig abzutrocknen oder auch mit Süßwasser abzuwaschen.

Die Ablesungen lassen sich in der Regel gleich an Bord vollständig durchführen, da während der Beobachtung nur selten so starke Schiffsbewegungen vorkommen, dass man erst zu einer spätern Zeit zur Dichtebestimmung schreiten müsste.

---

[1] Mittheilungen aus dem Gebiete des Seewesens. Pola, 1875, VII und VIII, p. 338.

[2] Jahresbericht der Commission zur wissenschaftlichen Untersuchung der deutschen Meere. Berlin, 1878, IV. V und VI, p. 257.

E. Instrumente zur Untersuchung der Meeresströmungen.

α) Oberflächenströme.

75. Oberflächenströme in Sicht der Küste lassen sich durch passende Schwimmer, die nur mit einer feinen Spitze aus dem Wasser ragen, bei ganz ruhigem Wetter auch durch Boote oder die Beobachtungsschiffe selbst, welche man dem Einflusse der Strömung überlässt, dadurch bestimmen, dass nach gewissen Zeit-Intervallen die Lage dieser mit der Strömung treibenden Objecte durch die erforderlichen Winkelmessungen vom Lande oder von Bord aus festgestellt wird. Werden diese so bestimmten Punkte in die Karte eingetragen, so ergibt deren Verbindung die Richtung des Stromes, während die Geschwindigkeit aus der Zeit, in welcher vom Schwimmer oder Boote ein bestimmter Weg zurückgelegt wurde, leicht ermittelt werden kann.

Die bekannten Instrumente, wie: der Strom-Quadrant, die Pitotsche Röhre und der Wolltmannsche Flügel, sowie alle diesen ähnliche Strom-Indicatoren, mit welchen die Geschwindigkeit des Wassers in Flüssen und Strömen gemessen wird, können von einem verankerten Schiffe aus auch zur Geschwindigkeits-Bestimmung der Meeresströme angewendet werden, wenn die Strömung noch bedeutend genug ist, um diese Indicatoren in Bewegung zu setzen. Eine selbstständig angeordnete oder mit den eben genannten Instrumenten zweckmäßig verbundene Wasserfahne (Strömungsfahne) gibt durch ihre, im bewegten Wasser angenommene Stellung die Strömungsrichtung an.

Da ebensowohl die Stromrichtung als auch die Stromgeschwindigkeit an vielen Orten wechselt, so ist es meistens erforderlich, die Beobachtungen durch längere Zeit fortzusetzen und in verschiedenen Perioden zu wiederholen, da man nur auf diese Weise in die Lage kommt, temporär auftretende Ströme von den permanenten zu unterscheiden.

76. Die Bestimmung der Strömungen an der Oberfläche des Meeres, außer Sicht der Küste, erfolgt dadurch, dass man die Positions-Bestimmungen des Schiffes aus directen astronomischen Beobachtungen mit jenen vergleicht, welche durch die Koppelrechnung erhalten werden.

Hiebei ist aber stets zu beachten, dass in dem auf diese Weise gewonnenen Resultate auch alle Beobachtungsfehler enthalten sind, weshalb es häufig schwer fällt, diese von dem Betrage der Strömung zu trennen.

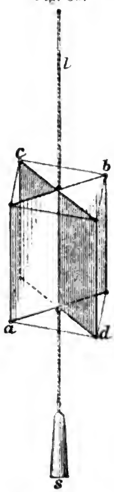
b) Unterströme.

Viel schwieriger als die Bestimmung der Oberflächenströme ist jene der unterseeischen Strömungen, deren Kenntnis für die praktische Schiffahrt allerdings von geringer, für die Wissenschaft aber von höchster Wichtigkeit ist.

Zur Bestimmung solcher Strömungen versenkten zuerst die Engländer von verankerten Schiffen oder Booten aus Körper, welche dem bewegten Wasser in der Tiefe einen hinreichend großen Querschnitt entgegensetzten und so der Leine eine schiefe Lage ertheilten, aus welcher auf die vorhandene Stromrichtung und Stromstärke geschlossen wurde.

77. Dr. Meyers Strömungsmesser. Die Commission zur wissenschaftlichen Erforschung der Deutschen Meere arbeitet mit einem von Dr. Meyer empfohlenen Strömungsmesser. Dieser ist in Fig. 39 abgebildet und besteht aus zwei verticalen, kreuzförmig angeordneten Zinkplatten, welche an einem gut ausgeglühten Kupferdrahte hängen, an dessen unterem Ende noch ein mäßiges Bleiloth befestigt wird. Versenkt man den Apparat von einem verankerten Boote aus, so wird, wenn das Kreuz in bewegtes Wasser kommt, eine Ablenkung des Drahtes von der Verticalen zu beobachten sein. Aus der Größe dieser Ablenkung und aus dem Winkel der Ablenkungs- gegen die Meridianebene kann ebensowohl die Richtung wie die Geschwindigkeit der Strömung erkannt werden. In der Praxis bieten die Winkelbestimmungen jedoch nicht unerhebliche Schwierigkeiten dar.

Fig. 39.



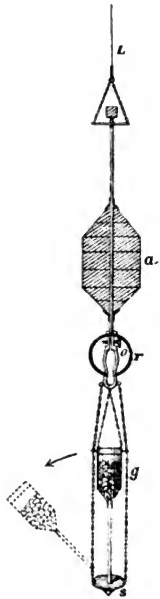
78. Das Rheobathometer von Stahlberger, Fig. 40.[1] Bei dem Rheobathometer von Stahlberger, welches ein selbstthätiges Tiefloth mit Abfallgewicht und Auftriebskörper ist, wird aus dem Orte der Versenkung und jenem, an welchem der Apparat wieder auftaucht, sowie aus der Zeit, die der Apparat unter Wasser zubrachte, auf die Richtung und Geschwindigkeit der Strömung geschlossen.

---

[1] E. Stahlberger. Das Rheobathometer. Fiume, 1873.

Der wesentlichste Theil des Apparates besteht in einem hinlänglich starken, hohlen, elastischen Messingringe *r*, Fig. 40, dessen Enden mit zwei Haken verbunden sind. Wird der Ring in irgend einer Meerestiefe dem daselbst herrschenden Wasserdrucke ausgesetzt, so nähern sich seine beiden Enden, was zur Folge hat, dass die beiden Haken auseinandertreten und die Entleerung des Ballastgefäßes *g* veranlassen. Sobald dies geschehen ist, zwingt der Auftriebskörper *a* den Apparat zum Emporsteigen.[1]

Fig. 40.



Da die Tiefe, in welcher das Umstürzen des Ballastgefäßes zu erfolgen hat, sich vom Beobachter im vorhinein mit einer Mikrometer-Schraube *o* einstellen lässt, so kann dieser auf- und absteigende Apparat zur successiven Untersuchung der Meeresströmungen von der Oberfläche bis zum Grunde verwendet werden.

An der Versenkungsstelle des Apparates wird bei jeder einzelnen Beobachtung auch ein Oberflächen-Schwimmer losgelassen.

Um nun mit diesem Apparate eine submarine Strömung in der Tiefenschichte $H-h$ zu untersuchen, lasse man den Apparat zuerst in die Tiefe h und dann in jene H (oder umgekehrt) sinken. Er brauche zum Nieder- und Aufsteigen die Zeiten t und T. Die Distanz zwischen Oberflächen-Schwimmer und aufgetauchtem Apparat sei d und das Azimuth ihrer Verbindungslinie a im ersten, dagegen D und A die gleichbedeutenden Größen im zweiten Falle. Setzt man

$$S = D\cos A - d\cos a \quad \text{und}$$

$$S_1 = D\sin A - d\sin a,$$

so ist:

$$C = \frac{S}{T-t} \qquad \text{die meridionale und}$$

$$C_1 = \frac{S_1}{T-t}$$

[1] Die Leine L hat man sich hiebei wegzudenken. Sie ist bei dieser Beobachtung nicht vorhanden.

die darauf senkrechte Composante der relativen Geschwindigkeit des Wassers an der Oberfläche im Vergleiche mit dem Wasser in der Tiefenschichte $H-h$. Ist nun die absolute Oberflächenströmung bekannt, so lässt sich dann auch die absolute Tiefenströmung angeben. Sind die Composanten der Geschwindigkeit der Oberflächenströmung γ und γ_1, so ergeben sich für die absolute Strömung in der Tiefenschichte die Geschwindigkeits-Composanten $C-\gamma$ und $C_1-\gamma_1$, durch deren Verbindung die Richtung und Geschwindigkeit der Tiefenströmung erhalten wird.

Für die praktische Verwendung ist zu beachten, dass der Auftriebskörper unbedingt aus Korkholz herzustellen ist, da die Erfahrung bisher gezeigt hat, dass hohle Metallkörper in größeren Tiefen stets zerdrückt wurden, wodurch die Apparate verloren gingen.

79. Der Strömungsmesser von Bucich gibt nur die Stromrichtung allein an. Eine kreuzförmige, weiß angestrichene Metallfahne wird an einer Leine von einem verankerten Boote aus versenkt.

Um nun die Stellung der Fahne (im Boote) beobachten zu können, drückt man einen kleinen, nur gegen den Beobachter offenen Kasten mit jener Seitenfläche, welche aus Spiegelglas besteht, gegen das Wasser. Sieht man dann nach Abhaltung des seitlichen und oberen Lichtes durch den Kasten nach der versenkten Fahne, so kann deren Richtung bis auf mäßige Tiefen ganz gut wahrgenommen werden.

80. Andere untersuchen die unterseeischen Strömungen dadurch, dass sie mittelst einer feinen Leine oder einem dünnen Draht einen Treibkörper, welcher auf die, hinsichtlich einer Strömung zu untersuchende Tiefe eingesenkt wird, mit einem Oberflächen-Schwimmer verbinden und den so adjustirten Apparat der Einwirkung des strömenden Wassers auf eine bestimmte Zeit überlassen.

Nachdem der Schwimmer der oberen, der eingesenkte Körper aber der unteren Strömung folgen will, so kommt offenbar eine resultirende Bewegung zum Vorschein, welche an dem Schwimmer beobachtet und mit der bekannten Oberflächenströmung zusammengefasst auf die unterseeische Strömung schließen lässt.

Soll auf diese Weise z. B. von einem verankerten Boote aus eine Unterströmung ermittelt werden, so sucht man zuerst die Richtung und Geschwindigkeit der Oberflächenströmung dadurch, dass man etwa mit einem Compass die Bewegungsrichtung und mit einer feinen getheilten Leine, die am einfachen Oberflächen-Schwimmer fest ist und vom Boote aus abgefiert wird, die Länge des von dem letzteren während einer bestimmten Zeit zurückgelegten Weges beobachtet.

Für die Untersuchung der Unterströmung[1] wird dann der Oberflächen-Schwimmer durch einen feinen Lothungsdraht von der erforderlichen Länge mit dem für die Tiefenströmung bestimmten Versenkungskörper verbunden und der Apparat alsdann der Einwirkung der Strömung überlassen. Beobachtet man wie vorhin die Bewegung des Schwimmers, so kann die Richtung und Geschwindigkeit der Unterströmung auf folgende Weise gefunden werden:

Sei in Fig. 41 *a)* A die Position des Bootes und NS die Richtung des magnetischen Meridians. $AB = v$ stelle Richtung und Geschwindigkeit der Oberflächenströmung, $AC = V$ dagegen Richtung und Geschwindigkeit der combinirten Strömung vor, welche am Schwimmer

Fig. 41 *a.*

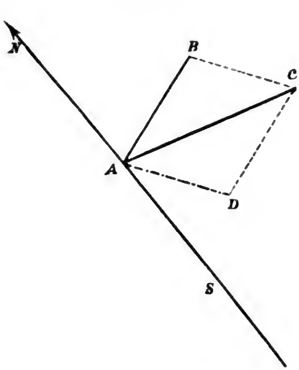
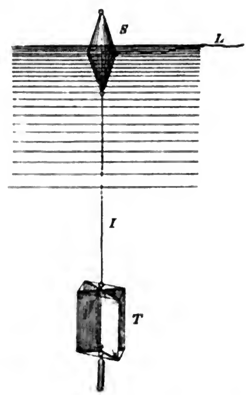


Fig. 41 *b.*



beobachtet wurde, so ergibt sich nach der Construction des Parallelogrammes $ABCD$ durch die Seite AD ebensowohl die Richtung wie die Geschwindigkeit der Unterströmung.[2]

Auf diese Weise stellen die Amerikaner zumeist ihre Strömungsbeobachtungen an und in ganz ähnlicher Weise wurde auch während der „Challenger“-Expedition im Gebiete des Golf-Stromes beobachtet. Man verband nämlich bei der Untersuchung der unterseeischen

---

[1] Durch gleichzeitige Anwendung eines Oberflächen- und eines Tiefen-(doppelten) Schwimmers können beide Strömungen auch zugleich beobachtet werden.

[2] Man vgl. C. D. Sigsbee. Deep-Sea Sounding and Dredging. p. 123 etc.

Strömungen die konische, dem Winde nur geringen Querschnitt darbietende Schwimm-Boje *s*, Fig. 41 *b*), durch eine dünne Leine mit einem für die Tiefenschichte bestimmten Strömungskreuze *T* (Dr. Meyer'schen Strömungsmesser) und erhielt so, nach der angegebenen Methode vorgehend, am 24. April 1873 nahe den Bermuda-Inseln in 32° 18′ N. B. und 65° 38′ W. L. folgende Strömungen:

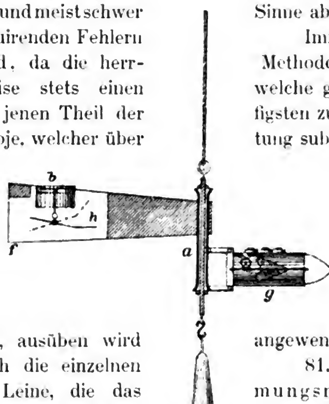
Oberflächenströmung	. . . . .		N. 60° O.	Geschw.	0·24	Seem. pr. Std.[1]
Unterströmung in	50 Fad.	(91 M.)	N. 75 O.	„	0·46	„ „ „
„ „	100 „	(183 „)	N. 87 O.	„	0·36	„ „ „
„ „	200 „	(366 „)	S. 70 O.	„	0·22	„ „ „
„ „	300 „	(549 „)	S. 40 O.	„	0·08	„ „ „
„ „	400 „	(732 „)	S. 65 O.	„	0·11	„ „ „
„ „	500 „	(915 „)	N. 65 O.	„	0·06	„ „ „
„ „	600 „	(1098 „)	keine Strömung.			

Es ist leicht einzusehen, dass solche Messungen immer mit gewissen und meist schwer genau zu eruirenden Fehlern behaftet sind, da die herrschende Brise stets einen Einfluss auf jenen Theil der Schwimm-Boje, welcher über Wasser ragt, ausüben wird und da auch die einzelnen Theile der Leine, die das Strömungskreuz mit der Boje verbindet, von den verschieden gerichteten unterseeischen Strömungen in mehrfachem Sinne abgezogen werden.

Immerhin ist aber diese Methode doch diejenige, welche gegenwärtig am häufigsten zur directen Beobachtung submariner Strömungen angewendet wird.

81. E. Mayers Strömungsmesser, Fig. 42. Bei demselben dreht sich um eine steife Achse aus Metall, die

Fig. 42.



[1] W. Thomson. The Voyage of the Challenger. The Atlantic. I, p. 362 etc.

durch ein Bleigewicht an einer Leine in verticaler Lage erhalten wird, der durch Korkholz wohl equilibrirte und suspendirte Fahnen-Apparat *fg*. Dieser besteht aus der Wasserfahne *f*, zwischen deren Seitenflächen sich ein offener Fluid-Compass *b* befindet und dem Geschwindigkeitsmesser *g* — einem Propeller auf Nadelspitzen eingelagert, mit Zählwerk — welcher der Wasserfahne in Bezug auf die verticale Achse des Apparates diametral gegenüber liegt.

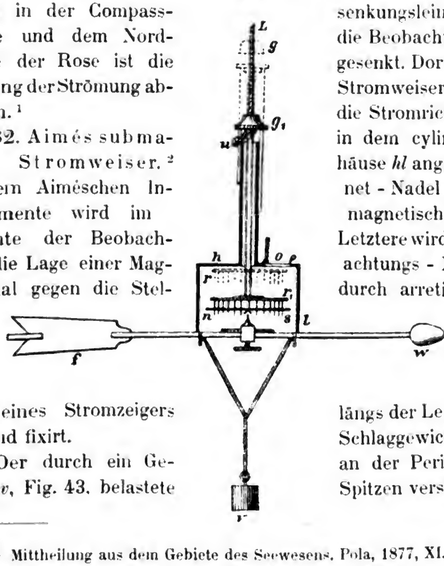
Wird der Apparat in die verlangte Tiefe versenkt, so stellt sich die Wasserfahne sofort in die Richtung der Strömung und die Nadel der Rose, welche in der Compassbüchse frei spielt, in den Meridian. Somit ist zwischen der Axe der Wasserfahne und der Nadel die Strömungsrichtung gegen den magnetischen Meridian enthalten. Um nun diesen Winkel zu fixiren, arretirt eine Hemmfläche *h* in dem Momente, in welchem das Einholen des Apparates beginnt, die Compass-Rose in ihrer angenommenen Stellung.

Zwischen dem Steuerstriche in der Compassbüchse und dem Nordpunkte der Rose ist die Richtung der Strömung abzulesen.[1]

82. **Aimés submariner Stromweiser.**[2] Bei dem Aiméschen Instrumente wird im Momente der Beobachtung die Lage einer Magnetnadal gegen die Stellung eines Stromzeigers bleibend fixirt.

Der durch ein Gewicht *v*, Fig. 43, belastete Apparat wird an der Versenkungsleine *L* bis auf die Beobachtungstiefe eingesenkt. Dort stellt sich der Stromweiser *wf* alsbald in die Stromrichtung und die in dem cylindrischen Gehäuse *hl* angebrachte Magnet-Nadel *ns* in den magnetischen Meridian. Letztere wird nun im Beobachtungs-Momente dadurch arretirt, dass ein längs der Leine *L* fallendes Schlaggewicht *g* (g_1) eine an der Peripherie mit 32 Spitzen versehene Scheibe

Fig. 43.



[1] Mittheilung aus dem Gebiete des Seewesens, Pola, 1877, XI.

[2] Annales de physique et de chimie. T. XIII, 1845. — Guide Du Marin par M. De Kerhallet. Paris, p. 344.

aus der Lage r in jene r_1 vorschiebt. Auf diese Weise wird es möglich, den Winkel (auf ganze Striche) zu ermitteln, welcher im Beobachtungs-Momente zwischen dem magnetischen Meridian und der Stromrichtung vorhanden war.

Der magnetische Curs des Stromes, welchen man hiedurch erhält, kann nach Aufholung des Apparates durch Anbringung der magnetischen Abweichung leicht in den wahren Strom-Curs verwandelt werden.

Da der Apparat aber nur die Stromrichtung allein und nicht auch die Stromgeschwindigkeit anzeigt, so erscheint es nothwendig, darauf hinzuweisen, dass eine einmalige Einsenkung des Apparates zur Bestimmung einer submarinen Strömung nicht genügen kann, da ja auch dann, wenn gar keine Strömung vorhanden ist, ebensowohl die Nadel ihre bestimmte, als auch der Zeiger irgend eine Stellung einnehmen müssen, weshalb aus dem bei einer einmaligen Einsenkung gewonnenen Winkel zwischen der Nadel und dem Stromweiser keineswegs sicher auf eine unterseeische Strömung geschlossen werden kann. Erst eine wiederholte Beobachtung kann über einen Zweifel in dieser Hinsicht hinweghelfen.

Der dänische Admiral Irminger, dem wir für den Ausbau des Meeresstrom-Systemes im Nordatlantischen Ocean viel zu verdanken haben, hat wiederholt an verschiedenen Punkten mit dem Aiméschen Instrumente Untersuchungen über unterseeische Strömungen angestellt. So fand er z. B. am 14. September 1847 in 31° 38′ N. B. und 17° 12′ W. L. v. Gr. in 632 M. Tiefe eine WSW-Strömung und am 17. März 1849 in 25° 4′ N. B. und 65° 41′ W. L. v. Gr. in 920 M. Tiefe eine NW-Strömung vor.[1]

Außer den bisher angeführten directen Strommessern müssen noch die See-Thermometer und Aräometer angeführt werden. Durch diese überzeugt man sich auf indirecte Weise von dem Vorhandensein etwaiger Strömungen. Sie bilden zur Constatirung der Strömungen überhaupt und zur Ermittlung der Ausdehnung und Grenzen derselben unter allen die empfindlichsten Mittel.

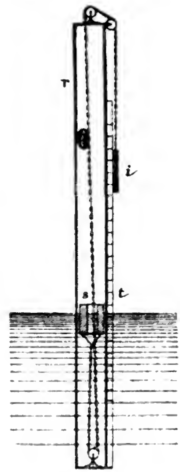
---

[1] M. De Kerhallet. Guide Du Marin. p. 347.

F. Instrumente zur Beobachtung des jeweiligen Wasserstandes und der Ebbe und Flut.

83. Die verticalen Bewegungen des Wassers, das Steigen und Sinken desselben, welches durch die Ebbe und Flut oder durch andere Ursachen herbeigeführt wird, kann durch Messlatten, „Pegel“ genannt, welche eine zweckmäßige Eintheilung besitzen und an passenden Punkten fix aufgestellt werden, oder durch genaue selbstregistrirende Flut-Autographen beobachtet und bestimmt werden.

Fig. 44.



1. Die gewöhnlichen Pegel bestehen aus starken, mit einer deutlichen Theilung versehenen Holzlatten von rechteckigem oder quadratförmigem Querschnitte, welche an geeigneten Uferstellen so befestigt werden, dass der jedesmalige Wasserstand an der Theilung leicht abzulesen ist.

In den Vereinigten Staaten von Nordamerika wird bei der Küstenvermessung und den Lothungen häufig ein Pegel verwendet, bei dem ein Schwimmer, welcher der auf- und niedergehenden Bewegung des Wassers folgt, einen Index längs der Theilung auf- und abführt. Dieser letztere befindet sich immer in einem constanten Abstande vom Wasser-Niveau, weshalb der Stand des Wassers aus größerer Entfernung leichter wie beim gewöhnlichen Pegel abgelesen werden kann. [1]

Das Rohr *r*, in welchem sich der Schwimmer *s*, Fig. 44, befindet, communicirt mit dem äußeren Wasser. Auf dem Rohre selbst oder an einer damit verbundenen Latte ist die Theilung *t* angebracht, auf welcher der Index *i* spielt.

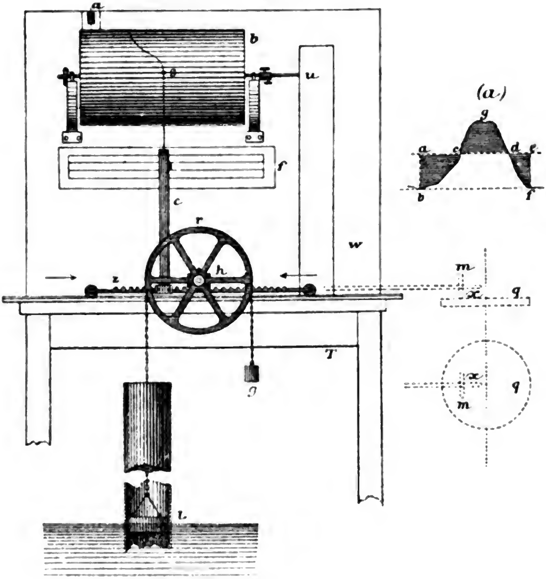
Dieser hängt auf einer Kette, welche über Rollen zum durchbohrten Schwimmer führt, an welchem sie befestigt ist.

---

[1] Dr. G. Neumayer. Anleitung zu wissenschaftlichen Beobachtungen auf Reisen. Berlin, 1875, p. 647.

Je nach dem Zwecke, welchem ein solcher Pegel dienen soll und je nach der am Aufstellungsorte herrschenden Wasserschwankung wird der Stand des Wassers ein oder mehrere Male des Tages zu bestimmten Stunden abgelesen und aufnotirt.

Fig. 45.



84. Die Flut-Autographen notiren die Wasserstände continuirlich und selbstthätig so, dass man den Wasserstand für einen bestimmten Fix- oder Nullpunkt zu jeder beliebigen Zeit erhält.[1]

Bei diesen Instrumenten wird die auf- und niedersteigende Bewegung des Wasser-Niveaus durch einen Schwimmer, der sich in einer

---

[1] Die fixe Höhenlage des Nullpunktes eines jeden Pegels soll durch eine genaue trigonometrische oder nivelletische Messung mit den Netzpunkten der nächsten Dreieckskette verbunden werden.

mit dem Meere communicirenden Röhre befindet, auf einen Schreibestift übertragen, welcher dieselbe auf ein Blatt Papier, das durch eine Uhr der Zeit proportional weiter bewegt wird, aufzeichnet.[1]

Der Schwimmer *l*, Fig. 45, in dem mit dem Meere communicirenden Rohre steigt und fällt mit dem Steigen und Fallen des Wassers. Die Bewegungen des Schwimmers werden durch eine Kette oder einen Draht, welcher um die Scheibe *r* geschlungen und am zweiten Ende mit einem Gegengewichte *g* belastet ist, auf die Scheibe *r* und auf dessen Achse übertragen. Das auf der letzteren aufgekeilte kleine Zahnrad *h* überträgt diese Bewegung verjüngt auf die gezahnte Stange *z*, welche auf Frictions-Rollen ruht und horizontal hin- und hergeführt wird. Ein mit dieser Stange fest verbundener, verticaler Arm *c* hält am oberen Ende einen Zeichenstift *s*, welcher sich gegen das (durch die Uhr) bewegte Papier lehnt und auf dieses die Wasserstände continuirlich aufzeichnet. Das Papier ist um die Walze *b*[2] gewickelt, welche durch zwei ungleiche Gewichte in drehende Bewegung versetzt wird. Die Regelung der Drehung bewirkt eine gutgehende Uhr *u* so, dass dieselbe gleichmäßig vor sich geht und in je 24 Stunden eine volle Umdrehung erfolgt.

Auf diese Weise wird es möglich, dass der durch ein leichtes Gewicht gegen die Walze gedrückte Zeichenstift auf das aufgelegte Papier eine Curve zeichnet, aus welcher die verjüngten Bewegungen des Meeres-Niveaus für jede Zeit entnommen werden können.

Ein zweiter fix angebrachter Stift *a* zeichnet auf das Blatt eine Gerade als Abscissenaxe, längs welcher die Zeit-Intervalle gezählt werden.[3]

Das um die Walze gewickelte Papier kann leicht jeden Tag zur selben Zeit in 2 bis 5 Minuten gewechselt werden. Verwendet man verschiedenfärbige Zeichenstifte, so lässt sich dasselbe Blatt auch durch drei oder vier Tage verwenden.

[1] Im Nautical Magazine, V. I, 1832, p. 401—405, ist ein „Tide Gauge at Sheerness" beschrieben und abgebildet, welcher unseren jetzigen Flut-Autographen schon ganz ähnlich ist.

[2] Die Walze, um welche das Papier geschlungen ist, kann auch vertical, anstatt horizontal angeordnet werden. (Vgl. Publicat. d. k. preuss. geodät. Inst. „Das Mittelwasser der Ostsee bei Swinemünde" von W. Seibt. Berlin, 1881, Taf. II, p. 3 etc.) Ein Brettchen, das sich gleichmäßig weiterbewegt, kann die Walze ebenfalls ersetzen.

[3] E. Stahlberger. Die Ebbe und Flut in der Rhede von Fiume. Budapest, 1874, p. 11.

I. Bericht der ständigen Commission der Adria, an die kais. Akademie der Wissenschaften. Wien, 1869.

Am abgenommenen Papiere sind die Curven mit Tinte oder Tusch nachzuziehen und auf der Abscissenaxe die Zeit-Scala aufzutragen, um sodann für jeden Zeitpunkt den Wasserstand abnehmen zu können.

Um die Aufzeichnungen des Autographen auf das absolute Maß zu bringen, ist es nothwendig, die Verjüngung zu kennen, mit welcher der Apparat arbeitet und außerdem an jedem Tage einmal zu einer bestimmten Zeit auch noch den einfachen Pegel, welcher stets in der Nähe des Autographen aufgestellt ist, abzulesen und die hiedurch erhaltene Angabe mit der dieser Beobachtungszeit entsprechenden Ordinate der Flut-Curve zu vergleichen.[1]

Bedeutet nun v die Verjüngung, mit welcher der Autograph die Wasserschwankungen verzeichnet, w den Wasserstand am festen Pegel zu einer bestimmten Zeit und y die diesem Wasserstande entsprechende Ordinate am Instrumente, so ist:

$$w = v y$$

und somit für irgend einen anderen Beobachtungs-Moment, in welchem man keine directe Wasserstands-Ablesung gemacht hat:

$$w_1 = v . y_1 \text{ u. s. w.}$$

Damit diese allgemeine Gleichung stattfinde, muss die Länge der Kette (respective des Drahtes), welche die Bewegung des Schwimmers auf den Apparat überträgt, ganz bestimmt regulirt sein. Da nun diese richtige Regulirung bei der Aufstellung des Apparates nie ganz herbeigeführt werden kann, so wird selbst der beste Autograph mit einem constanten Fehler arbeiten, d. h. es wird:

$$w = c . v y \text{ sein.}$$

Um nun c zu ermitteln, vergleicht man, wie vorhin angegeben wurde, einmal im Tage den Wasserstand am fixen Pegel mit der dieser Zeit entsprechenden Ordinate des Autographen. Will man nicht den so gefundenen Wert für die jedesmalige Tages-Curve verwenden, so kann

[1] Bezüglich des Aussehens der Flutcurven und des Bearbeitens, respective Ausnützens derselben zur Bestimmung der Hafenzeit, der halbmonatlichen Ungleichheit und noch anderen wissenschaftlichen Untersuchungen, wird auf den später folgenden Abschnitt VII über die Ebbe und Flut verwiesen.

die Constante c auch nach einer größeren Anzahl solcher Beobachtungen (z. B. n) bleibend aus der Gleichung:

$$c = \frac{w - vy}{n}$$

berechnet und dann continuirlich verwendet werden.[1]

Der Ingenieur F. H. Reitz in Hamburg fügte dem Flut-Autographen ein Planimeter hinzu zur mechanischen Angabe der mittleren Wasserstände, wodurch diese Autographen insoferne eine Erweiterung erfuhren, als sie nunmehr auch die mittleren Wasserstände für bestimmte Zeit-Intervalle auf mechanischem Wege zu bestimmen gestatteten. Diese Wasserstände sind für die Bestimmung eines mittleren Wasserstandes im allgemeinen und für die Festsetzung eines internationalen Nullpunktes — eine Aufgabe, mit welcher sich auch die europäische Gradmessung befasst — von hoher Wichtigkeit.

Um durch einen Flut-Autographen diesen doppelten Zweck zu erreichen, brachte Reitz am rechten Ende der verlängerten Zahnstange, welche die auf- und niedergehende Bewegung des Wasserspiegels bereits verjüngt und in horizontaler Richtung ausführt, ein Röllchen m an, welches mit seiner Peripherie auf einer mattgeschliffenen Glasscheibe q, die genau in 6 Stunden eine volle Umdrehung ausführt, aufsteht. Fig. 45.

Die horizontale Scheibe q, deren Bewegung durch eine Uhr geregelt wird, veranlasst das Röllchen r, je nach seinem Abstande x vom Scheiben-Mittelpunkte, sich mehr oder weniger zu drehen. Aus der Größe der Bewegung des Röllchens kann der mittlere Wasserstand μ für das Beobachtungs-Intervall z (Secunden) durch nachfolgende Gleichung gefunden werden:

$$\mu = c \cdot \frac{a_2 - a_1}{z}$$ [2]

---

[1] Noch einen andern Weg zur Bestimmung von c findet man in W. Seibt: Das Mittelwasser der Ostsee bei Swinemünde. 1881, p. 4.

[2] Mittheilungen aus dem Gebiete des Seewesens. Pola, 1876, XII, p. 641—644. Nach den Verhandlungen der europ. Gradmessung, 1881, kommt ein Reitzscher Apparat auch auf der Insel Helgoland zur Aufstellung. — Die mittlere Meereshöhe $acde$ muss derart bestimmt werden, dass Fläche cdg = Fläche abc + Fläche def ist. Fig. 45. (a). Befindet sich das Röllchen m vom Halbmesser ς im Abstande x vom Mittelpunkte der Scheibe q, so ist

$$\varsigma\, dv = x\, d\varphi,$$

falls v und φ die respectiven Drehungswinkel (Bögen) des Röllchens und der Scheibe bedeuten. Es ist:

Darin bedeuten: c eine Constante, a_1 und a_2 die zwei Ablesungen am Röllchen m, und z die Zeitdauer zwischen den gemachten Ablesungen.

Der Reitzsche Apparat gelangte nach der Londoner Ausstellung für wissenschaftliche Instrumente 1876, wo er exponirt war, auf der Insel Sylt zur Aufstellung.

G. Instrumente zur Beurtheilung der Farbe und der Durchsichtigkeit des Meerwassers.

Ebensowohl die Farbe, wie auch der Grad der Durchsichtigkeit des Meerwassers sind an verschiedenen Orten sehr ungleich, da sie von vielerlei Umständen abhängen.

Die beiden genannten Eigenschaften des Meerwassers sind jedoch noch wenig eingehend untersucht worden, weshalb wir befriedigendere Aufschlüsse hierüber erst von den Forschungen zu erwarten haben, welche anzustellen man in der Zukunft jedenfalls nicht unterlassen wird.

85. A. v. Humboldt untersuchte die Farbe mittelst des von Saussure für das Firmament angegebenen Kyanometers.[1] Dasselbe besteht aus

---

$$\varsigma v = \int x d\varphi$$

ςv ist die Bewegung (die Abwicklung) der Rolle für den Fall, als sich q um den Winkel φ dreht.

Im Flächenausdrucke $\int x d\varphi$, stellen x die zu den Abscissen φ gehörenden Ordinaten (die Wasserstände) vor.

Setzt man den mittleren Wasserstand $= \mu$, so ist

$$\varphi . \mu = \int x d\varphi, \text{ und } \mu = \frac{\int x d\varphi}{\varphi}$$

Ist p der Rollenumfang $= 2\varsigma\pi$ und sind a_1 und a_2 die Ablesungen auf der Rolle zu Beginn und am Ende der Beobachtung, so ist

$$\int x d\varphi = p(a_2 - a_1) \text{ also}$$
$$\mu = \frac{p(a_2 - a_1)}{\varphi}.$$

Nachdem der Betrag b der Scheibendrehung per Secunde bekannt ist, so muss derselbe in z Secunden $= bz = \varphi$ sein. Also

$$\mu = \frac{p}{b} \cdot \frac{a_2 - a_1}{z} = c \cdot \frac{a_2 - a_1}{z}$$

wo c eine leicht zu ermittelnde Constante bedeutet.

[1] Journal de Physique. Par., 1791. No. 3. — Saussure wendete bei seinem Kyanometer 53 Glasstreifen an, auf welchen die Tonabstufungen durch Berlinerblau und Beinschwarz hergestellt wurden.

Gehler phys. Lex. V. p. 1367 und VI. p. 1710.

Glasstreifen, welche radial am Rande einer kreisförmigen Scheibe angeordnet sind. Die einzelnen Streifen sind verschieden intensiv gefärbt; sie gehen von weiß über licht- und dunkelblau auf schwarz über. Hält man das Instrument so vor sich, dass die an den gefärbten Gläsern vorbeistreifenden Sehstrahlen gegen das Meerwasser gerichtet sind, so kann unschwer abgeschätzt werden, mit welchem Glase die zu untersuchende Farbe am besten übereinstimmt.

86. Der Grad der Durchsichtigkeit des Meerwassers wird gewöhnlich durch weiße (auch gefärbte) Scheiben, die in horizontaler Lage bis zu ihrem Verschwinden versenkt werden, untersucht.

Die Durchsichtigkeit zeigte sich an manchen Stellen sehr gering, an anderen wieder sehr groß.[1] Die Einflüsse, welche die Durchsichtigkeit erhöhen und beeinträchtigen, sind aber noch nicht genügend aufgeklärt.[2]

Halley wollte die Farbe des Meerwassers von einer Taucherglocke aus untersuchen.

[1] W. Scoresby. An Account of the arctic Regions. I, p. 181.

[2] Details über die Versuche zur Bestimmung der Durchsichtigkeit und Farbe des Seewassers, sowie über die Correctionen bei den Temperatur- und Dichtebestimmungen fanden im VI. Abschnitte, welcher von den physikalischen Eigenschaften des Seewassers handelt, Aufnahme.

III. Abschnitt.

Horizontale Gliederung des Meeresbeckens.

87. Da das Studium der Hydrosphäre eine eingehendere Kenntnis von der Vertheilung des Festen und Flüssigen auf unserem Planeten voraussetzt, so sind die zwei nächstfolgenden Abschnitte hauptsächlich der Erläuterung über den Bau und die Gliederung des Meeresbeckens im horizontalen und verticalen Sinne, so wie der Charakterisirung der Küsten, nebst deren Rückwirkung auf das von demselben umschlossene Binnenland gewidmet. Erst hierauf folgen die Chemie, die Physik und das Thierleben des Meeres.

A. Vertheilung von Land und Wasser auf der Erdoberfläche.

88. Das Verhältnis in der Vertheilung des Festen und Flüssigen auf der Erdoberfläche dahin zu erkennen, dass unser Planet zum größten Theile mit Wasser bedeckt ist und das Meer die trockene Erdrinde an Fläche überwiegt, genügt die Betrachtung eines Erdglobus oder einer Weltkarte. Weit schwieriger erscheint es, dieses Verhältnis bis zur letzten Genauigkeit in Zahlen zum Ausdrucke zu bringen und es werden die hiefür gefundenen Werte stets nur als Näherungen für die in Frage stehende Vertheilung von Land und Meer betrachtet werden können.

Einer genauen Bestimmung des gedachten Verhältnisses steht zunächst der Umstand entgegen, dass uns die wahre Gestalt und

---

[1] Trotz vielfacher Untersuchungen entbehrt die Feststellung des Wertes für die Abplattung der Erde der nöthigen Sicherheit und Schärfe, und es kann der mittlere Halbmesser unseres Planeten nur bis etwa auf 910 M. genau angegeben werden. Schon mit Rücksicht auf diese Momente ergibt sich im berechneten Areal der Erdoberfläche eine Ungenauigkeit, welche sich etwa auf den Betrag von $\pm$ 146.000 □Km. beläuft. Da dieses Ergebnis aber auf der Annahme beruht, dass die Erde die Gestalt eines Rotationsellipsoids besitzt, neuere Forschungen aber die Richtigkeit dieser Annahme mit Recht bezweifeln und bedeutende Unregelmäßigkeiten nachgewiesen haben, erscheint die Angabe einer vollkommen genauen Arealziffer um so schwieriger. Vgl. dann: Publication des königlich preussischen geodätischen Institutes „Die Figur der Erde“, ein Beitrag zur europäischen Gradmessung von Dr. Heinrich Bruns etc. Physische Erdkunde von G. Leipoldt, J. B. Listing, Gestalt und Grösse der Erde.

Ausdehnung der Erde[1] wohl sehr näherungsweise, doch nicht vollkommen genau bekannt ist und wir somit auch den Gesammtflächen-Inhalt derselben nicht bis zur letzten Schärfe anzugeben im Stande sind. Es werden daher schon aus diesem Grunde die etwa gewonnenen Angaben schwankend erscheinen. Als weiteres Hindernis für die Feststellung des fraglichen Verhältnisses tritt aber noch der Umstand hiezu, dass die Erdoberfläche in einer fortwährenden, wenn auch langsamen Umwandlung begriffen ist, in Folge welcher sich nicht nur die verticale, und horizontale Gestaltung derselben ändert, sondern auch die Ausdehnung und Form des trockenen Landes wie der Wasserbedeckung merklich beeinflusst wird. Bedenkt man weiters, dass wir einzelne Gebiete unseres Planeten nur sehr mangelhaft oder gar nicht kennen, wie dies mit den Polar-Regionen der Fall ist und dass gewisse unvermeidliche Fehler bei Vornahme der Messungen auf den Karten stets eintreten werden, so ist es erklärlich, dass die bis nun gefundenen Flächeninhalts-Angaben nicht als feststehend betrachtet werden können, und wenn auch immerhin für unsere Zwecke vollkommen ausreichend, doch wie eingangs erwähnt, der vollen Sicherheit entbehren.

Areal-Angaben.

89. Das Areal der Erdoberfläche mit 509,950.714 □Km = 9,261.238 geographische □Meilen angenommen, entfallen auf die:

Festlandsfläche 136,055.371 □Km = 2,470.903·4 geographische □Meilen,[1]

somit auf die Meeresfläche 373,895.343 □Km = 6,790.335 geographische □Meilen, was nahezu einem Verhältnis von Land zu Wasser wie 4 : 11 entspricht.

Sofern wir die Festlands-Massen mit Rücksicht auf ihre Lage auf der Erdoberfläche in Betracht ziehen, ergibt sich, dass dieselben sich auf der Nördlichen Halbkugel unseres Planeten zusammendrängen, die Südliche Halbkugel daher wasserreicher ist. In Zahlen ausgedrückt, stellt sich für die Wasserbedeckung südlich des Gleichers zu jener nördlich desselben das Verhältnis wie 10 : 7.

Wird die Erde senkrecht auf eine Axe geschnitten, deren Pole etwa zwischen London und Paris einerseits und zwischen Neu-Seeland und der Antipoden-Insel anderseits fallen, so ergeben sich zwei Hälften, von welchen die eine als nordöstliche Land-Halb-

---

[1] Nach H. Wagner, Die Bevölkerung, VI, Petermanns Erg. Heft 62.

kugel, die andere nahezu ganz mit Wasser bedeckt, als südwestliche Wasser-Halbkugel bezeichnet werden kann. (Fig. 46.)

Nach den klimatischen Zonen vertheilt, entfallen von dem Gesammtfestlande der Erde:

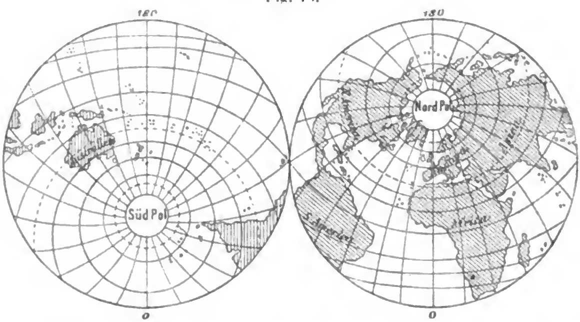
Auf die Nördliche und Südliche Polarzone etwa 0·1,

auf die Nördliche Gemäßigte Zone 0·53, auf die Südliche 0·07,

auf die Heiße Zone, nördlich des Gleichers 0·26, südlich desselben 0·24 des Festlandes.

Wollte man den Nördlichen Polarkreis in seinem ganzen Verlaufe zurücklegen, so hätte man zum größten Theil zu Land zu reisen. Längs des Parallelkreises in 60° südlicher Breite könnte die Reise stets zu Wasser zurückgelegt werden. Um den 45° nördlicher Breite endlich halten sich Land und Wasser das Gleichgewicht.

Fig. 46.



90. Herkommen und das Bedürfnis nach Übersichtlichkeit riefen die Eintheilung der trockenen Landmassen und des dieselben umgebenden Ocean in verschiedene Abschnitte, sowie die Bezeichnung der einzelnen Theile mit Specialnamen hervor. Die Begrenzungen dieser Land- und Wasserabschnitte wurden hiebei entweder den natürlichen Verhältnissen entnommen oder durch Übereinkommen festgestellt.

Vervollständigte Messungen führten zu genaueren Areal-Bestimmungen und ergaben für die fünf Welttheile und für die bis jetzt uns bekannten Polargebiete folgende Flächeninhalts-Beträge:[1]

[1] Dr. A. Petermanns Mittheilungen etc. Erg. Heft 62. Behm und Wagner, Die Bevölkerung der Erde, VI, 1880.

Europa (ohne Island und Nowaja-Semlja) . .	9,710.340 □Km.	(176.349·9 geogr. □Meilen.)
Asien	44,572.250 „	(809.478 „ „)
Afrika	29,909.444 „	(543.187 „ „)
Amerika	38,389.210 „	(697.188·5 „ „)
Australien u. Polynesien	8,953.727 „	(162.609 „ „)
Polargebiete	4,520.400 „	(82.091 „ „)
Summa .	136,055.371 □Km.	(2,470.903 geogr. □Meilen.)

Es entfielen somit, wie bereits früher bemerkt, als Areal für die gesammte Wasserbedeckung auf der Erde

373,895.343 □Km. = 6,790.335 geogr. □Meilen.

Die nachfolgende Tabelle enthält die Areale der Oceane mit Einschluss der zu denselben gehörenden Meerestheile, ermittelt von O. Krümmel.[1]

Meeresräume	□km	geogr. □Meilen
Atlantischer Ocean sammt Nebenmeeren	88,634.133	1,609.687
Indischer Ocean „ „	74,011.717	1,344.131
Großer Ocean (Südsee) „ „	175,641.851	3,189.839
Nördliches Eismeer „ „	15,292.411	277.726
Südliches Eismeer	20,477.800	371.898
somit das Weltmeer .	374,057.912	6,793.281

[1] Vgl. „Versuch einer vergleichenden Morphologie der Meeresräume" von O. Krümmel, Leipzig, 1879, dann „Neue Areale für die Meeresräume" in der Zeitschrift für wissenschaftliche Geographie, herausgegeben von J. I. Kettler, Lahr in Baden, Bd. II, Heft 2, p. 73.

In dem „Versuch einer vergleichenden Morphologie der Meeresräume" stellt O. Krümmel die folgende, auf physiologische und morphologische Momente basirte Eintheilung der Meeresräume auf:

A) Selbständige Meeresräume, mit eigenem System der Meeresströmungen versehene Offene Oceane:

1. der Atlantische Ocean,
2. der Indische Ocean,
3. die Südsee.

Ein Vergleich der von O. Krümmel auf Grund seiner neuen Berechnungen gewonnenen, aus der vorstehenden Tabelle zu entnehmenden Größe des Gesammt-Areales der Meeresflächen mit jener, welche sich aus der früher berechneten Differenz zwischen dem Flächeninhalt der trockenen Landmassen und dem Gesammt-Areal der Erdoberfläche ergibt, führt zu einem Überschuss von

162.569 □Km = 2.951 geogr. □Meilen.

zu Gunsten der Meeresräume, welcher mit Rücksicht auf die bedeutenden Schwierigkeiten von derlei Areal-Bestimmungen und in Anbetracht des relativ geringen Betrages, als irrelevant erscheinen dürfte.

B) Unselbständige Meeresräume, von den Offenen Oceanen in ihrem Wesen und in ihrer Existenz abhängig:

a) Zwischen die größeren Land- und Continentalmassen eingeschaltete Mittelmeere:

α) Mit nur einem oceanischen Ausgange:
1. das (Romanische) Mittelmeer,
2. das Rothe Meer,
3. der Persische Golf,
4. das Baltische Mittelmeer oder die Ost-See;

β) mit zahlreichen Ausgängen auf einer Seite:
5. das Amerikanische Mittelmeer;

γ) mit einem Ausgange auf der einen, mehreren auf der anderen Seite:
6. das Nördliche Eismeer;

δ) mit zahlreichen Ausgängen auf beiden Seiten:
7. das Austral-Asiatische Mittelmeer.

b) An die großen Landmassen angelagerte Randmeere:

α) Flache und (geologisch) junge Meere:
1. die Nord-See,
2. der Canal und die Irische See,
3. das Tung-hai;

β) tiefere Meere:
4. das Japanische Meer,
5. das Ochotskische Meer,
6. das Berings-Meer,
7. der Golf von St. Lorenz.

c) Das gegenwärtig noch nicht unter die offenen Oceane auftheilbare „Antarktische Eismeer".

Die Flächeninhalts-Zahlen für diese Meeresräume finden sich in der nachfolgenden Tabelle zusammengetragen; dieselben sind die Ergebnisse planimetrischer Berechnungen, ausgeführt auf britischen Admiralitätskarten, mit Zugrundelegung der Wagner'schen Zonentabellen, durchwegs nach Eingradfeldern ermittelt (1881). Der wahrscheinliche Fehler des Gesammtresultates dürfte 0·1% betragen, und dürften im Einzelnen die Ziffern noch um ± 1% unsicher sein. (Bemerkung O. Krümmels.)

Grenzen der Oceane.

Bei Ausmessung der in der Tabelle verzeichneten Meeresgebiete wurden die nachfolgenden Grenzen angenommen:

Für den Atlantischen Ocean als Nordgrenze eine Linie, welche von der Ostküste Cumberlands (Polarinsel-Welt) längs des Nördlichen Polarkreises bis zur Westküste Grönlands, dann von der Ost-

	Namen der Meeresräume	□km	d. g. □Meilen
1	Atlantischer Ocean } ohne Nebenmeere	79,721.274	1,447.820
2	Indischer Ocean . } ohne Nebenmeere	73,325.872	1,331.675
3	Südsee . . . . . } ohne Nebenmeere	161,125.673	2,926.210
	Oceane .	314,172.819	5,705.705
4	Nördliches Eismeer	15,292.411	277.726
5	Austral-Asiatisches Mittelmeer	8,245.954	149.755
6	Amerikanisches „	4,586.174	83.290
7	Romanisches „	2,885.522	52.404
8	Baltisches „	415.480	7.545
9	Rothes „	449.010	8.155
10	Persisches „	236.835	4.301
	Mittelmeere .	32,111,386	583.177
11	Nord-See	547.623	9.945
12	Britisches Randmeer	203.690	3.700
13	Laurentisches „ (Golf von St. Lorenz)	274.370	4.983
14	Ostchinesisches „	1,228.440	22.310
15	Japanisches „	1,043.824	18.957
16	Ochotskisches „	1,507.609	27.380
17	Berings- „	2,323.127	42.190
18	Californisches „ (neu eingeführt in die Randmeere)	167.224	3.037
	Randmeere .	7,295.907	132.502
19	Antarktischer Ocean	20,477.800	371.898
	Das Weltmeer .	374,057.912	6,793.281

küste Grönlands bis zum Cap Langanaes an der Nordost-Küste Islands, gleichfalls längs des Polarkreises; von dort aber über die Faröer- und Shetlands-Inseln an die Westküste Norwegens verläuft.

Im Süden der Südliche Polarkreis, gegen den Indischen Ocean der Meridian des Nadelcaps (20° O. v. Gr.), gegen den Stillen Ocean der Meridian des Cap Hoorn (67° W. v. Gr.)

Für den Indischen Ocean der Südliche Polarkreis, nach Westen hin wie früher bemerkt der 20° O. v. Gr.; als Ostgrenze der Meridian der Südspitze von Tasmanien (146° O. v. Gr.) und eine längs der Küsten Australiens bis zur Melville-Insel und von dort längs der Kleinen und Großen Sunda-Inseln verlaufende Linie.

Für die Südsee sowie für die Polarmeere sind die Grenzen aus dem oben Gesagten leicht zu entnehmen. Der besseren Übersicht wegen wurden die eben angeführten Grenzen auf Taf. I graphisch zur Anschauung gebracht und die einzelnen Meeresgebiete durch verschiedene Farben gekennzeichnet.

91. In den für die Meeres-Oberfläche angeführten Areal-Angaben erscheinen die in den Oceanen und ihren Theilen zerstreut liegenden Inseln selbstverständlich nicht aufgenommen. Die wichtige Rolle, welche dieselben aber mit Rücksicht auf ihre Lage und Gruppirung spielen und der Einfluss, welchen sie insbesondere auf den Verlauf der Meeresströmungen besitzen, lässt es wünschenswert erscheinen, so weit dies thunlich ist, durch Flächeninhalts-Angaben die Vertheilung der Inseln in den verschiedenen Meeren gleichfalls zum Ausdrucke zu bringen.

Die folgende Tabelle[1] gibt die Inselflächen, wie solche den einzelnen Meeresgebieten zukommen, wobei die letzteren nach ihrer

---

Mit Rücksicht auf die in vorstehender Tabelle von ihrem Verfasser gewählte Nomenklatur der Meeresräume sei hier nur bemerkt, dass das „Austral-Asiatische Mittelmeer" die Gewässer umfasst, welche Australien und Asien scheiden und die Südsee mit dem Indischen Ocean verknüpfen. Vgl. V. Morphologie der Meeresräume etc., p. 89.

Derselben Arbeit entnehmen wir auch die folgenden Areal-Angaben des Adriatischen und Schwarzen Meeres, welche in der Tabelle dem Flächeninhalte des Romanischen Mittelmeeres einbezogen sind:

1. Adriatisches Meer 132.735 □Km.
2. Schwarzes „ 381.545 „

[1] In dieser Tabelle wurden für die Flächeninhalte der Inseln die Angaben und Annahmen von O. Krümmel, für die Areale der Meeresräume die Berechnungen desselben Autors benutzt. Eine Zusammenstellung, welche die Insulosität zum

absoluten Größe geordnet wurden. Mit Rücksicht auf den Umstand, dass einzelne Areals-Daten noch nicht sichergestellt erscheinen, wurden die nicht verbürgten Angaben mit einem Fragezeichen versehen.

Meeresräume	Meeresfläche g. □Meilen	Inselfläche g. □Meilen
Südsee sammt Nebenmeeren	3,189.839	31.605
Atlantischer Ocean sammt Nebenmeeren . .	1,609.687	7.914
Indischer Ocean „ „ . .	1,344.131	13.605
Südsee ohne Nebenmeere	2,926.210	8.550
Atlantischer Ocean ohne Nebenmeere . . .	1,447.820	800
Indischer Ocean „ „ . . .	1,331.675	13.450
Nördliches Eismeer	277.726	25.675?
Austral-Asiatisches Mittelmeer	149.755	22.385
Amerikanisches „	83.290	4.185
Romanisches „	52.404	1.907
Berings-Meer (Randmeer)	42.190	300?
Ochotskisches Randmeer	27.380	100?
Ostchinesisches „	22.310	200?
Japanisches „	18.957	70?
Nord-See (Randmeer)	9.945	15
Rothes Meer (Mittelmeer)	8.155	75?
Baltisches Meer (Mittelmeer)	7.545	547
Golf von St. Lorenz (Randmeer)	4.983	400?
Persischer Golf (Mittelmeer)	4.301	80?
Canal (Randmeer)	3.700	60

Als Gesammt-Flächeninhalt der Inselwelt ergeben sich somit 78.799 geographische □Meilen.

Aus der vorstehenden Tabelle lässt sich nun allerdings nur der absolute Inselreichthum ersehen, welcher für die Oceane mit Einschluss ihrer Nebenmeere die Südsee, voranstellt, dann den Indischen, endlich den Atlantischen Ocean folgen lässt, während ein Vergleich der Meeresflächen mit denjenigen der Inseln dieses Verhältnis dahin ändert, dass

Ausdrucke bringt und in welcher das Verhältnis zwischen dem Areal der Meeresräume und jenem der Inseln in Zahlen angeführt erscheint, findet sich in der mehrfach angezogenen Arbeit des genannten Autors, p. 68.

der Indische Ocean der Südsee vorausgeht. Es ergeben sich nämlich für 1 □Meile Inselfläche

bei der Südsee . . . . 100·9,
beim Atlantischen Ocean . . . . 202·1 und
beim Indischen Ocean . . . . 98·7 □Meilen

Meeresfläche, wobei für den letztgenannten Ocean die Insel Madagascar ausschlaggebend erscheint. Dieser Fall zeigt deutlich, dass einfache Zahlenangaben nicht ausreichen, um den Einfluss, welchen die Vertheilung und Gruppirung der Inseln nach mancher Richtung hin ausübt, gehörig zu kennzeichnen.

Ein besseres Bild für die Beurtheilung des Inselreichthumes geben die Angaben für die Nebenmeere insoweit, als sich bei Berechnung der relativen Dimensionen eine günstigere Uebereinstimmung mit den absoluten Flächenangaben herausstellt und das Ergebnis dahin ausfällt, dass die als „Mittelmeere" bezeichneten Seegebiete den größten Inselreichthum aufweisen.

Übereinstimmungen und Gegensätze in der Gruppirung und Configuration der Festländer und der Meeresgebiete.

92. Im Vorhergehenden wurde der Vertheilung von Wasser und Festland vorwiegend nur mit Rücksicht auf die Areale, welche dieselben einnehmen, gedacht. Es wäre nun die Frage zu erörtern, welche Übereinstimmungen und Gegensätze sich in der Gruppirung und Configuration der Festländer und der Meeresgebiete etwa geltend machen. Die Betrachtung der nebenstehenden Darstellung [1] führt nun zu den folgenden Ergebnissen:

1. Die trockenen Landmassen gruppiren sich zu drei nach Süden divergirenden, nach Norden aber convergirenden Continental-Paaren, und zwar: Europa-Afrika, Asien-Australien und Nord-Süd-Amerika.

2. Die drei Nördlichen Continente lagern sich sämmtlich um den Nordpol, ihre größten Massen liegen in der Gemäßigten Zone, die Configuration derselben ist gegen Norden hin breit, gegen Süden zu mehr oder minder spitz.

3. Die drei Südlichen Continente sind durch weite Meeresräume von einander getrennt, ihre Configuration ist gleichfalls spitz gegen

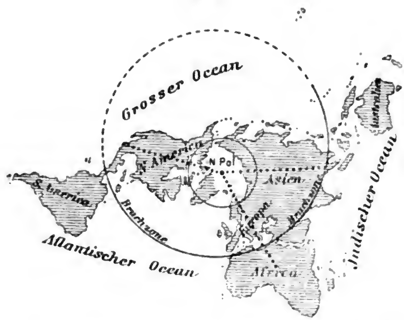
[1] Vgl. Allgemeine Erdkunde etc. von Dr. J. Hann, Dr. F. v. Hochstetter und Dr. A. Pokorny, II. Theil, p. 202 und 203, dann „Gaea", Jahrgang 1868, sowie Physik des Meeres von Dr. Joh. Kayser, für Darstellung und Text.

Süden und breit gegen Norden, und die Haupt-Landmassen derselben befinden sich in der Heißen Zone.

4. Zwischen den Nördlichen und Südlichen Continenten liegt eine transversale Bruch-Zone, in vorherrschend ostwestlicher Richtung (Fig. 47.)

5. Die Ausdehnung der Festlands-Massen des alten Continentes, in der Richtung der geographischen Länge beträgt nahezu das Dreifache der ostwestlichen Breite von Nordamerika. Ein ähnliches, ungleiches Verhältnis besteht zwischen dem Pacifischen und Atlantischen Ocean so, dass eine breite und eine schmale Continental-Masse durch ein breites und ein schmales oceanisches Becken geschieden sind.

Fig. 47.



6. In der Gliederung der Continente, sowie im Verlaufe ihrer Küsten finden sich endlich auch manche Übereinstimmungen, sowie manche Gegensätze. Die Gliederung der Erdvesten nördlich der früher angeführten Bruch-Zone ist reicher als jene der südlich von derselben gelagerten. Die Nordost - Südwestrichtung der Ostgestade Asiens wiederholt sich im Verlaufe der Küsten von Florida über Neu-Fundland und Grönland in Nordamerika. Ähnliches ergibt sich endlich bei Betrachtung der Ost- und Westküsten der Südlichen Continente, beim Vergleiche der Linien Florida-Cap Roque, Sinai-Halbinsel zu Cap Guardafui, Philippinen nach Neu-Seeland, welche die Begrenzung von Festlands-Massen und Inselgruppen unter gleicher geographischer Breite bilden.

Vertheilung von Wasser und Festland in früheren Epochen.

93. Untersuchen wir nun den Wert, welchen diese und etwaige andere Betrachtungen über die gegenwärtige Vertheilung von Wasser und Land auf der Erde für uns besitzen, so muss eingestanden werden, dass derselbe nur ein bedingter ist. Schon eingangs wurde erwähnt, dass die Form und Größe der Continente sowie der Oceane weder von allem Anfange an die jetzigen Verhältnisse aufwies, noch wie sie gegenwärtig besteht, als bleibend angenommen werden darf. In Folge der verschiedenartigsten Einflüsse unterliegt thatsächlich das Bild unserer Planeten-Oberfläche steten Wandlungen, welche sich entweder unter unseren Augen vollziehen, oder aber auch so langsam vor sich gehen, dass die Ergebnisse derselben erst nach langen Perioden erkennbar werden. Allerdings sind wir nicht in der Lage, die Configuration der Continente in früheren Erd-Epochen zu reconstruiren, auch sind uns die umgestaltenden Kräfte zum Theile noch Geheimnis geblieben, doch gestattet uns eine aufmerksame Betrachtung der Bodenbildung unseres Planeten über und unter dem Meeres-Niveau zum mindesten, jene Veränderungen zu ahnen, welche seit den tertiären Zeiten in der Begrenzung der Erdvesten eingetreten sind.

Oscar Peschel [1] hat nach eingehender Untersuchung zu erweisen gesucht, dass unsere Continental-Massen in der früher gedachten Periode sich nach Osten und Süden weiter ausgebreitet haben müssten, wogegen die Nord- und Westseiten derselben, welche gegenwärtig trocken liegen, noch unter dem Meeresspiegel gelegen waren. An der Hand der Karte auf Taf. A, welche das Relief unseres Planeten unter dem Wasser darzustellen versucht, wird es uns einigermaßen erleichtert, den Ausführungen des früher genannten bewährten Autors, welche wir hier in gedrängter Form wiedergeben, zu folgen.

Nach zwei Richtungen hin haben die Erdvesten seit der tertiären Zeit an Raum gewonnen. Sie suchen sich nach dem Westen und dem Norden hin auszudehnen, während im Süden und Osten verlorene

[1] Vgl. Neue Probleme der vergleichenden Erdkunde, als Versuch einer Morphologie der Erdoberfläche von Oscar Peschel, 3. Aufl. Leipzig, 1878.

Es muss hier bemerkt werden, dass die Anschauungen O. Peschels mit jenen späterer Forscher nicht durchweg übereinstimmen. Es gilt dies speciell für das von dem genannten Autor angenommene ehemalige Festland „Lemuria", dessen Überreste durch Madagascar, Ceylon, die Seychellen und Malediven repräsentirt erscheinen. Vgl. p. 38, neue Probleme, und Dr. G. A. v. Klöden, „Lemuria und Atlantis".

Gebiete liegen. Im Osten der Alten Welt lassen uns die Korallen-Inseln der Südsee vermuthen, dass dort Festland, welches in ferner Vergangenheit ziemlich nahe dem heutigen Südamerika liegen mochte, versunken sei. [1] Australien muss ehemals bedeutend größer gewesen sein und nicht nur Neu-Guinea und Tasmanien, wie die seichten Straßen erweisen, umfasst, sondern auch sich nach Osten hin weiter erstreckt haben. Die ehemaligen Uferlinien wurden uns durch das Barrièrenriff erhalten, ja selbst Neu-Caledonien und Neu-Seeland mögen in frühester Zeit dem genannten Continente angehört haben. An der Ostküste Asiens scheint gleichfalls ein Länderverlust eingetreten zu sein und es berechtigt uns die Thierwelt Japans zu dem Schlusse, dass dasselbe mit dem Malaischen Indien einst besser verbunden war. Die Großen Sunda-Inseln waren sowohl unter sich, wie mit dem Festlande durch Malakka verbunden, auch besaß Australien zu der Zeit, wo in der Alten Welt noch Beutelthiere hausten, einen trockenen Zusammenhang mit Asien. Im Indischen Ocean dürfte jedoch gegen Peschels Ansicht Madagascar mit Südafrika, und Ceylon mit Vorder-Indien vereint gewesen sein.

Im Gegensatze zu den vorgeführten Verlusten an Festland im Osten der Alten Welt, steht der Zuwachs an solchem im Norden derselben. Nicht nur ist das ganze Gebiet der Tundern eine Neubildung, sondern es weist auch Sibirien, soweit es erforscht ist, ein fortwährendes Wachsthum gegen Norden hin auf. Die Verschiebung des Festlandes von Osten nach Westen zeigt sich am deutlichsten an den beiden Amerikanischen Continenten in dem relativ höheren Alter der Alleghany-Ketten und der Gebirgswelt von Guayana und Brasilien gegenüber den Anden, welche zu den jüngsten Erhebungen zählen. Die Ostküste der Vereinigten Staaten gehört zu denjenigen, die sich zurückziehen und ist, im Gegensatze zur Westküste [2] reich an solchen Inseln, welche einst mit dem Festlande verbunden waren. Ebenso bestand ehedem eine trockene Brücke zwischen Europa und den Gebieten der Hudsonsbai-Länder und Grönland, welche in der tertiären Zeit zerstückt worden ist. Gleich Nordamerika, doch in weit ausgeprägterem Maße liegt auch dem schmalen Gebiete von Mittelamerika im Osten eine Inselwelt vor, welche

---

[1] Betreff der Anschauung, dass jedes Atoll auf ein versunkenes Festlandsgebiet deutet, vgl. die im Absatz *B)* an geeigneter Stelle dargelegten Einwürfe „Murrays und Reins“.

[2] Dieselbe besitzt nur Fjord-Inseln und die Vulcan-Gruppe der Revillagigedos. Über den Ursprung der ersteren siehe den folgenden Art. 100.

sich als Ergebnis einer Senkung des Festlandes darstellt, während die Westküste nennenswerter Eilande gänzlich entbehrt. Als Ersatz erfolgte die Verknüpfung der ehemals getrennten Continente auf der Enge von Panama in nicht allzuferner Vergangenheit, wie aus der verschiedenen Pflanzen- und Thierwelt dies- und jenseits der einstigen Meerenge und aus den Ergebnissen der Geologie hervorgeht. Ein Vergleich der West- und Ostküsten Südamerikas deutet gleichfalls auf ein Zurückziehen der letzteren hin. Während erstere zu den inselärmsten [1] Gebieten zählt, liegen der letzteren die Falklands-Inseln mit ihrer dem Festlande verwandten Thierwelt, sowie reichliche Bänke und Untiefen vor und bezeugen den einstigen Zusammenhang mit dem Continente.

Nur für Europa lässt sich ein Zuwachs an trockenem Lande nach Westen hin nicht constatiren, ja es muss sogar zugegeben werden, dass diese bei den anderen Erdtheilen zutreffende Erscheinung sich hier in das Gegentheil verkehrt. Die Meerestiefen in der Nähe dieses Welttheiles, die Vergleiche der Arten-Statistik von Thieren und Pflanzen, die vorhandenen Inselbildungen lassen unzweifelhaft erkennen, dass Europa seit der Tertiärzeit bedeutend an Gebiet verloren hat und seine gegenwärtige Configuration ein Ergebnis harter Kämpfe von Wirkungen und Gegenwirkungen ist. So deckt die Nord-See und das Ärmelmeer einstige Festländer, so wäre auch die trockene Brücke, welche einst über die Faröer und Island nach Grönland geführt haben dürfte, in den Atlantischen Gewässern versunken.

Trotz dieser Ausnahme kann aus der Uebereinstimmung der Erscheinungen bei den übrigen Erdtheilen mit Recht gefolgert werden: Dass eine Verschiebung der trockenen Landmassen nach Westen hin vor sich geht, dass zwar die Land- und Wasservertheilung in der Tertiärepoche eine von der gegenwärtigen verschiedene gewesen ist, indem seither die Nördliche Halbkugel an trockenen Massen gewonnen, die Südliche aber an solchen eingebüßt hat, dass aber Verlust und Zuwachs einander ausgleichend, das Flächenverhältnis von Land und Wasser im Verlaufe der letzten Erd-Epochen, nicht bedeutend geändert haben dürften.

---

[1] Nur wenige Fjord-Inseln und Eilande vulcanischen Ursprunges, wie die Galápagos, Juan Fernandez und Massafuera.

Einfluss der Vertheilung von Wasser und Land auf der Erde.[1]

94. Gelingt es uns auch nicht, das Gesetz voll zu ergründen welches bei der Vertheilung des Festen und Flüssigen auf der Erdoberfläche maßgebend war und ist, so drängt sich uns um so eindringlicher die Wirkung auf, welche die bestehende Anordnung in den mannigfachsten Beziehungen auf unsere irdischen Verhältnisse ausübt. Stehen doch die Existenz-Bedingungen von Mensch, Thier und Pflanze, sohin des ganzen organischen Lebens in inniger Wechselwirkung zu den klimatischen und meteorologischen Erscheinungen, welch' letztere wieder sich in wesentlicher Abhängigkeit zur Vertheilung und Gruppirung von Land und Wasser befinden.

Wärme und Feuchtigkeit bedingen jegliches organische Leben; neben der Luftwärme dürfte die größere oder geringere Menge der atmosphärischen Niederschläge in Gestalt von Nebel, Thau, Regen und Schnee für die Fruchtbarkeit und den Pflanzenreichthum der trockenen Erdrinde in erster Linie entscheidend sein und dadurch ihre Rückwirkung auf die Entwicklung des Menschengeschlechtes ausüben. Diese Factoren werden aber wieder genau bestimmt durch die Anordnung des Flüssigen und Festen auf unserer Erdoberfläche.

Wie eingangs dieses Abschnittes hervorgehoben wurde, nehmen die Wassergebiete auf der Erdoberfläche nahezu dreimal soviel Raum ein als die trockenen Ländergebiete. Eine wesentliche Änderung schon dieses Verhältnisses allein würde die störendsten Wirkungen auf die Lebensbedingungen der gesammten organischen Welt hervorrufen. So würde eine erhebliche Zunahme des Festlandes auf Kosten der Wasserfläche schon genügen, den Gehalt an Feuchtigkeit in der Luft zu mindern, die wässerigen Niederschläge einzuschränken und hiedurch die Hitze und Kälte der continentalen Klimate zu verschärfen. Doch selbst bei gleichbleibendem Verhältnis von Wasser und Land müsste eine von der gegenwärtigen Vertheilung desselben verschiedene Gruppirung von weitgreifenden Folgen sein. Man denke sich nur eine Verschiebung der Festlands-Massen, welche gegenwärtig auf der Nördlichen Halbkugel vorherrschend sind, nach der Gegend des Äquators hin. Die geringere Verdunstung unter der heißen Sonne des Gleichers, welche nicht Feuchtigkeit genug zur Bewässerung des Festlandes hervorzubringen im Stande wäre, würde die Verwandlung desselben

---

[1] Vgl. Peschels neue Probleme der vergleichenden Erdkunde, dann Dove über Eiszeit etc., u. a. m.

in unwirtbare Wüsten zur Folge haben. Und wieder anders, wohl auch weit günstiger müssten sich die Verhältnisse gestalten, wenn das trockene Land inselweise über die ganze Erde vertheilt wäre, etwa so wie zwischen Java und Neu-Guinea, woselbst dasselbe Verhältnis zwischen Wasser und Land, nämlich 1:3 stattfindet, wie dies für die ganze Erdoberfläche angegeben wurde. Jeder Erdraum würde sodann jenes Maß von Feuchtigkeit empfangen, welches ihm entsprechend seiner geographischen Position zukäme.

Die trockenen Landmassen auf unserer Planeten-Oberfläche sind aber derzeit nicht in eine, sich auf derselben gleichmäßig verbreitende Inselwelt zersprengt, sondern in compacten Massen angeordnet und es soll die folgende kurze Ausführung darlegen inwiefern sich diese thatsächlich bestehenden Verhältnisse geltend machen.

Gehört ein entsprechendes Maß wässeriger Niederschläge zu den Grundbedingungen des organischen Lebens, so werden jene Erdräume, welche nach dieser Richtung hin Mangel leiden oder desselben ganz entbehren, der Cultur verschlossen bleiben. Die Armut der Erdräume an Niederschlägen wächst aber vorwiegend mit der Entfernung von demjenigen Meere, dessen Dünste ihnen die herrschenden Luftströmungen zuführen sollen. Während daher kleinere Festlands-Räume (wie die Inseln) vorwiegend genügender Bewässerung theilhaftig werden, wird es bei großen Complexen wesentlich von der herrschenden Richtung, welche die feuchten Luftstömungen annehmen, abhängen, ob dieselben diesen Vortheil genießen oder nicht. Je massiger und ärmer gegliedert daher ein Festland ist, je ungünstiger dasselbe zu den wasserführenden Luftströmungen liegt, desto mehr wird es allen Nachtheilen, welche die Trockenheit hervorruft, ausgesetzt sein.

Auf die Vertheilung und Configuration unserer Erdtheile angewendet wird es sofort erklärlich, dass es ein Theil der Alten Welt ist, welche in ihren Wüsten und Steppen im Centrum von Asien, in Arabien, im nördlichen Afrika etc. die theilweise mangelhafte Gliederung, [1] Compactheit und unvortheilhafte Massen-Ausdehnung in westöstlicher Richtung, also parallel zur Drehungsrichtung unseres Planeten, [2] zu fühlen hat.

Weit günstiger stellen sich die Verhältnisse für die beiden Continente von Amerika. Bei schmalerem Baue, einer theilweise vor-

---

[1] Afrika, Arabien etc.

[2] Mit Rücksicht auf die Passatwinde, welches Moment in dem Capitel „Meteorologie“ ausführlicher dargethan ist.

züglicheren Gliederung (wie in Mittelamerika), unter dem Einflusse ausgedehnterer Benetzung durch die auch den inneren Landgebieten näher gelegenen Oceane konnten sich in diesem Erdtheile größere Wüstengebiete umsoweniger entwickeln, als die Stellung der Längenaxe dieses Welttheiles, entgegengesetzt jener der Alten Welt quer zur Drehungsrichtung des Planeten verläuft.

Es ist wohl selbstverständlich, dass neben den angeführten Gründen einer mehr oder minder vortheilhaften Lage und Configuration, auch der Vertical-Bau der Festländer, so wie noch weiterer Momente als mitwirkend betrachtet werden müssen. Für den Einfluss der Vertical-Erhebungen spricht nicht nur deutlich der Haupt-Gebirgszug der Neuen Welt, sondern in noch viel bedeutenderem Maße die am Ostrande Australiens sich erhebende Gebirgswand, welche neben der einförmigen Gliederung dieses Festlandes die Ursache ist, dass der vom Großen Oceane wehende Südost-Passat nicht zur Geltung kommt, indem sie diesem alle Feuchtigkeit entzieht und an der Bildung jener trostlosen Wüsteneien die Hauptschuld trägt, welche dieser Welttheil in seinem Innern birgt. „Nichts auf Erden," sagt Peschel, „ist der Verbreitung des organischen Lebens feindlicher als die Wüsten. Wir brauchen nur Thier- und Pflanzenkarten zu betrachten, so begegnen wir immer jenseits der Wüsten oder Steppen eine veränderte Welt der Organismen. Die Wüsten waren auch bisher die größten Hindernisse der Cultur-Verbreitung. Die Gobi allein trägt die Schuld, dass sich erst so spät zwischen China und dem Abendlande ein Verkehr entwickelte, und dass so oft die dünnen Fäden wieder rissen, weil sich zu den Beschwerden des Wüstenverkehres auch die Räubergefahr gesellte. Der größte Flächenraum unbekannten Landes liegt noch heutigen Tages in Afrika. Wenn der Neger sich nur zu einer sehr niedrigen gesellschaftlichen Stufe erhoben hat, so braucht man zu seiner Rechtfertigung nur die schwerfälligen Umrisse Afrikas und den Mangel einer genügenden Aufschließung durch Ströme zu beachten. Zu der ungünstigen ebenen Gliederung Afrikas trat aber als mächtiges Hindernis noch der Wüstengürtel im Norden. Alle Einströmungen fremder Völker, welche die Geschichte Afrikas kennt, bewegten sich nur längs dem mediterraneischen Saume. Die Sahara hat sich der Völker- so gut wie der Pflanzen-Wanderung widersetzt."

B. Modellirung der Küsten und Inseln.

Die Ränder des Meeresbeckens.

95. Die zusammenhängende Vertiefung der Erdoberfläche, welche die gesammte Wassermasse enthält, von der die Festländer umgeben sind, wird das Meeresbecken genannt.

Durch die überaus mannigfache Configuration der Oberfläche unseres Planeten wird dieses Gesammt-Reservoir in eine Reihe von größeren und kleineren Gebiete zertheilt, welche die Behälter für die einzelnen, von den Geographen mit Special-Namen bezeichneten Wasserbecken bilden, und durch engere oder weitere, tiefere oder seichtere Rinnen unter sich in Verbindung stehen, oder auch jeden Zusammenhang mit dem offenen Meere eingebüßt haben. In diesem Sinne kann von einem Becken des Stillen Oceans, der Ost-See, der Adria oder des Caspischen Meeres gesprochen werden.

96. Die Linien, wo Wasser und Land sich berühren, verlaufen zumeist mehr weniger gekrümmt. Das Meer dringt oft tief in die Festlands-Massen ein und bildet mehr oder minder ausgedehnte, durch breite oder schmale Oeffnungen mit der Haupt-Wassermasse zusammenhängende Abschnitte, welche nach ihrer Form und Größe verschiedene Benennungen führen. Sind diese Abschnitte von bedeutendem Flächeninhalte und durch verhältnismäßig nur schmale Zugänge mit den Oceanen verbunden, so erhalten sie die Bezeichnung Mittel- oder Randmeere,[1] je nachdem dieselben zum größeren oder geringeren

---

[1] O. Krümmel bezeichnet die Ost-See, das Mittelmeer, das Rothe Meer und den Persischen Golf, die Mexicanischen Gewässer und das Cariben-Meer, das Nördliche Eismeer, endlich die China-Sulu- und Celebes-See, mit den Golfen von Carpentaria und von Siam (letztere fünf als Austral-Asiatisches Mittelmeer zusammengefasst), als Mittelmeere; die Nord-See, den Canal und die Irische See, das Tung-hai (Ostchinesisches Meer), das Japanische, Ochotskische und Berings-Meer, endlich die Golfe von St. Lorenz und von Californien als Randmeere. Er nennt sowohl Mittel- als Randmeere im Gegensatze zu den offenen Oceanen (Atlantischer, Indischer und Stiller Ocean) unselbstständige Meeresgebilde, da sie gleich Parasiten von den offenen Oceanen genährt werden und nur in Verbindung mit diesen als Meerestheile bestehen können. Von den Oceanen getrennt würden sie ihren pelagischen Charakter einbüßen und entweder im Laufe der Zeit zu Salzseen zusammenschrumpfen, oder sich in Salzsteppen, Salzflötzen oder in Süsswasser-Seen verwandeln. Die Bezeichnung „Mittelmeere" theilt der genannte Autor den als solchen früher aufgeführten Seegebieten aus dem Grunde zu, weil dieselben: morphologisch durch ihre Lage zwischen großen Festlands-Flächen und durch ihren Inselreichthum, physiologisch durch ihre Unselbst-

Theile von den Continental-Massen eingeschlossen sind: Meerbusen heißen sie, wenn die Verbindung mit dem Oceane oder Meere einseitig aber weit und frei ist, während Meereseinschnitte von geringerer Ausdehnung Buchten oder Baien genannt werden. Einbüge des Meeres in das Festland, von relativ kleinen Dimensionen, mit freier Verbindung der hohen See zu, innerhalb welcher Schiffe vor Anker gehen können, ohne jedoch stets ausreichenden Schutz zu finden, werden Rheden genannt, während man unter Häfen ebenfalls kleinere, doch von der hohen See mehr abgeschlossene und gegen Wind und Wetter zumeist besser gesicherte Wasser-Bassins versteht.

Schmale Meeresarme, welche zwei größere Meeresgebiete mit einander verbinden, nennt man Meeresstraßen, Sunde, Canäle und Meerengen.

97. Den mannigfaltigen Einschnitten des Meeres in die Festlands-Massen steht eine entsprechende Gliederung der letzteren gegenüber. Theile des Festlandes, welche sich als gesonderte Glieder desselben auffassen lassen, weil sie größtentheils vom Meere umschlossen sind und nur längs einer wenig ausgedehnten Linie mit dem Hauptkörper zusammenhängen, werden bei nicht unwesentlicher Flächenausdehnung Halbinseln, bei kleinerem Areale, schmalem und weit in die See reichendem Bau aber Landzungen genannt. Die Spitze der vorspringenden Theile der Festländer überhaupt nennt man Vorgebirge, Cap's, Nasen und Spitzen.

Schmale Landgebiete, welche größere Landmassen vereinigen, sohin zwei Meeresgebiete von einander scheiden, werden als Landengen oder Isthmen bezeichnet.

Inseln.

98. Dem Sprachgebrauche nach werden die drei großen zusammenhängenden Festlands-Massen: die Alte Welt, Amerika und Australien

---

ständigkeit charakterisirt sind, d. h. in ihrem Strömungs-System von den großen Oceanen, mit welchem sie in Verbindung stehen, abhängen; überdies aber auch zum Theil eine thermische Familien-Ähnlichkeit insofern zeigen, als ihre tieferen Wasserschichten eine constante und höhere Temperatur aufweisen, als die gleichen Tiefenschichten der nachbarlich gelegenen freien Oceane, von welchen sie durch unterseeische Barrièren getrennt sind.

Da den unter „Randmeeren“ angeführten Meeresgebilden bei sonst gleicher Charakteristik, wie für die Mittelmeere gegeben worden ist, das morphologische Hauptmerkmal der ersteren, „die Lagerung zwischen großen Festlands-Massen“, fehlt, dieselben vielmehr den Continenten „angelagert“ sind, wurde ihnen die angeführte Benennung zugetheilt.

dann die um den Nord- und Südpol gelagerten trockenen Landtheile als Continente, alle übrigen vom Meere eingeschlossenen Festlands-Gebiete, welche durchwegs von weit mäßigerem Flächeninhalte sind, als Inseln bezeichnet.

Die Inseln lassen sich nach ihrer Lage zu dem übrigen Festlande, nach ihrem Bau und nach ihrer Entstehungsweise eintheilen.[1]

Man nennt sie continentale Inseln, wenn sie als losgerissene Theile der Continente: wie Tasmanien, Borneo u. a. m. oder als Reste untergegangener Festländer, wie: Neu-Seeland, Neu-Caledonien etc. betrachtet werden können. Im ersteren Falle liegen derlei Inseln gewöhnlich nahe den Festländern, welchen sie einst zugehörten.

---

[1] O. Peschel hat in den „Neuen Problemen" mit Rücksicht auf eine bestimmte Reihe von Merkmalen die folgende classificatorische Bezeichnung der Inseln versucht:

Inseln, die niemals Festland waren:

1. Junge Inseln, von Korallen erbaut, niedrig, arm an Pflanzen und Thierarten, vorzüglich an Säugethieren und Reptilien, nicht ausgezeichnet durch den ausschließlichen Besitz eigenthümlicher Gewächse und Thiere. Beispiele: Die Atolle der Südsee und des Indischen Oceans, am schärfsten vertreten durch die Keelings-Inseln.

2. Junge Inseln vulcanischen Ursprungs, als hohe Inseln reicher an Arten als die niedrigen Atolle, aber ohne eigenthümliche Arten. Beispiele: Nördliche Gruppe der Marianen, St. Paul und Neu-Amsterdam.

3. Alte Insel-Vulcane, vergleichsweise reicher als die vorigen, mit eigenen Pflanzen- und Thiertrachten, Zufluchtsort ausgestorbener Continental-Arten. Beispiele: Madeira, Ascension, St. Helena, die Galapagos-Gruppe, die Fidji-Inseln, Bourbon, Mauritius u. a. m. Sind solche Inseln außerdem geräumig und schon sehr lange gehoben, dann bilden ihre organischen Formen eigene Pflanzen- und Thier-Provinzen. Beispiele: Philippinen, Neu-Seeland (wenn man einen früheren Zusammenhang des letzteren mit Australien verwirft).

Bruchstücke früherer Festlande:

4. Frisch abgetrennte Inseln, mit derselben Pflanzen- und Thierwelt, wie das benachbarte Festland, nicht ausgezeichnet durch den ausschließlichen Besitz von eigenthümlichen organischen Formen, in Verarmung begriffen oder ihr entgegengehend. Beispiele: Alle Külsteninseln, d. h. alle Inseln in der Nähe von Fjorden, die Britischen Inseln, wohl auch Neu-Guinea.

5. Inseln, die sich in der geologischen Vorzeit abtrennten, alte Küsteninseln. Ihre Thier- und Pflanzenwelt zeigt bereits Verschiedenheit mit dem Mutter-Festlande. Trat die Trennung schon vor größeren Zeitabschnitten ein, so kann sich sogar typische Verschiedenheit entwickeln. Beispiele: Tasmanien in Bezug auf Australien, ebenso Neu-Caledonien und Neu-Seeland, letzteres das älteste Bruchstück eines Festlandes, wenn es mit Australien einen Zusammenhang besaß.

6. Zusammengeschrumpfte Weltinseln. Reichthum an eigengehörigen Arten mit alterthümlichem Anstrich. Beispiele: Australien in Bezug auf Südasien, Madagascar mit den Seychellen, Ceylon. A. Kirchhoff unterscheidet: I. Festländische Inseln; *a*) Abgliederungs-Inseln, *b*) Rest-Inseln. II. Ursprüngliche

Im Gegensatz zu diesen Gebilden werden die in den Oceanen und deren Nebenmeeren zerstreut, gruppen- oder kettenweise angeordneten Eilande, pelagische oder oceanische genannt. Dieselben sind entweder durch Hebung des Meeresbodens entstanden (wie die vulcanischen Inseln), oder Ergebnisse der Korallenbildungen sowie der Aufschüttungen des Meeres, und können, ihrem verticalen Bau entsprechend, in hohe oder niedere Inseln eingetheilt werden.

Unter Archipel (Inselmeer) werden inselreiche Meeresgegenden oder größere und kleinere Inselgruppen selbst, welche theils als Zubehör der Festländer, theils als kleine Welten für sich in den verschiedenen Oceanen und Nebenmeeren gebettet sind, verstanden. Gleich wie bei den einzelnen Inseln gilt auch für die Inselgruppen die Unterscheidung in pelagische und continentale; je nachdem dieselben als Verbindungsglieder größerer Continental-Massen, wie der Patagonische, Arktische Archipel etc., oder frei in den Oceanen, wie der Tonga-, Hawai-Archipel etc. auftreten.

Küsten.

99. Während die Linien, wo die Festlands-Massen mit dem flüssigen Elemente in Berührung treten, die Küstenränder bilden, bezeichnet man das unmittelbar an die See stoßende trockene Land als Küste [1] und das Gebiet, bis wohin maritime Einflüsse sich geltend zu machen pflegen als Küstenland oder Küstengebiet.

Meteorologische Einflüsse, geologische Vorgänge, chemische Einwirkungen, sowie die mechanische Kraft des Wassers in seinen Äußerungen durch Wellenschlag, Strömung und Gezeiten, bringen je nach der Schichtung und der größeren oder geringeren Widerstandsfähigkeit des Gesteines, aus welchen die Küsten zusammengesetzt sind, die mannigfachsten Veränderungen an denselben hervor. Je nach der Gestaltung erhalten dieselben sodann verschiedene Bezeichnungen.

Mit Rücksicht auf den verticalen Bau lassen sich an den Küsten zwei Hauptformen unterscheiden, und zwar: Steilküsten und Flachküsten.

Inseln: *a)* Submarin entstandene vulcanische Inseln, *b)* Aufschüttungs-Inseln, *c)* Nichtvulcanische Hebungs-Inseln. Vergl. Zeitschr. f. wiss. Geogr. 1882, 4.

[1] Auch Gestade, als der vom Meere bespülte Theil des Festlandes genannt. Die Bezeichnung Ufer ist sowohl beim Meer, wie bei den Seen und Flüssen gebräuchlich, bei letzteren die ausschließliche Bezeichnung, während Strand für vegetationslose, in den Contouren einförmige und der See zu flach verlaufende Küsten gebraucht wird.

1. Steilküsten.

Wo der Rand eines Plateaus, die unterste Stufe eines Gebirges oder einzelner Fels-Partien den Uferrand bilden, findet man Steilküsten. Sind die Ränder aus hartem Gesteine, wie Granit, Gneis oder Basalt, so wird die Gewalt des Wassers sich zwar an denselben geltend machen, doch wird die Küsten-Configuration nicht an wechselvollem Gepräge gewinnen, es werden vielmehr die Uferlinien zumeist gerade verlaufen. Weichere Gesteinsgattungen, wie Kalk, Sandstein werden dagegen den Angriffen des Wassers nicht so lange erfolgreich widerstehen, die Zerstörung der Küstenränder wird eine intensivere sein und sich in einer reicheren Gliederung und in dem Auftreten größerer und kleinerer Buchten und Vorsprünge manifestiren. Reichthum an guten Ankerplätzen ist derlei Küsten häufig eigen.

Die Folgen der Auswaschung durch die See werden sich aber nicht nur in dem horizontalen Verlaufe der Ufer, sondern auch je nach der Lagerung des Gesteines, in stärkerem oder schwächerem Maße an dem Vertical-Bau der Küste äußern. So wird bei horizontal gelagerten Schichten sehr bald eine Unterwaschung und Auslaugung der dem Seewasser-Spiegel naheliegenden Partien eintreten und den Einsturz der höher gelegenen Gesteinschichten zur Folge haben, deren Trümmer sich sodann seewärts, als Felsinseln oder Klippen [1] entweder über oder auch unter dem Meeresspiegel (dann als blinde Klippen) lagern und uns das Bild einer Klippenküste bieten.

Fjorde und Fjordküsten.

100. Unter Fjorde versteht man tiefe und schmale, mit steilen Wänden versehene und in das Binnenland weit hinreichende Meereseinschnitte.[2] Durch diese, sowie noch andere weiter angeführte Merk-

---

[1] In Skandinavien auch Skären oder Schären als Gesammtbezeichnung der zahllosen Klippen und Inseln an den Küsten benannt.

[2] Was die Entstehung und Ausbildung der Fjorde anbelangt, sei der hierüber bestehenden Ansichten in Kürze Erwähnung gethan. Der Umstand, dass bei den Fjordbildungen in hohen Breiten niemals die Gletschererscheinungen fehlen; weiter die Thatsache, dass dort, wo Fjordbildungen vorkommen, aber vermöge der geographischen Lage Gletscherbildungen ausgeschlossen sind, deren einstiges Bestehen zahlreiche Spuren (darunter Frictions-Streifen) beweisen: haben zunächst zu der Vermuthung geführt, dass die Fjorde das Ergebnis der zerstörenden Gewalt des Eises

male unterscheiden sich „echte Fjorde“ von ähnlichen, doch mit denselben nicht zu verwechselnde Bildungen. Echte Fjorde liegen in der

---

sind und die noch bestehenden leeren Gletscherrinnen auf die verheerende Wirkung vergangener Eiszeiten hindeuten.

Der Lehre von den großartigen Einflüssen, welche der Eisthätigkeit zugeschrieben werden und die selbst von hervorragenden Männern der Wissenschaft, vertreten wird, steht die Anschauung entgegen, dass die in Rede stehenden Zerstörungen an der festen Erdrinde, in Anbetracht der Festigkeit der Gesteinsmasse, der bedeutenden Entwicklung der Fjorde nach Tiefe und Länge, endlich der Configuration der Seitenhänge, selbst durch die größtmöglichste und durch lange Zeit fortgesetzte Druckwirkung des Eises nicht gut denkbar sei. Insbesondere in Hinsicht auf die Physiognomie der durch Gletscher ausgefurchten Thäler bemerkt E. Whymper: „Wenn die Gletscher die Felsen einfach abkratzen und diese Thätigkeit eine lange Zeit fortsetzen, so ist es keine Vermuthung, sondern eine mathematische Gewissheit, dass sie Vertiefungen oder Einsenkungen hervorbringen müssen. Denkt man an eine Ewigkeit, so können Gletscher sogar Thäler einer besonderen Art ausschleifen. Diese würden aber mit den Alpenthälern (und ebenso mit den Fjorden und den Thälern an ihrem oberen Ende) gar keine Ähnlichkeit haben. Sie wären vielleicht interessant, aber abscheulich prosaisch. Die Nägelschuhe der Bergsteiger wären in ihnen nutzlos in Filzstiefeln oder auf Schlittschuhen müsste man sie bereisen.“

Der Ausfurchungs-Theorie entgegen wurde angenommen, dass die fraglichen Küsteneinschnitte durch die Spaltung der Küsten bei ihrem Aufsteigen entstanden sind. Die allen Fjorden gleichmäßig zukommenden Erscheinungen, ihr Parallelismus, Verlauf u. s. w. fänden hiedurch eine ungezwungene Erklärung. Nachdem aber derlei geologische Vorgänge, wie sie eben als fjorderzeugend hingestellt wurden, nicht nur auf den abgegrenzten Theil, wo diese Bildungen uns heute entgegentreten, sondern auch anderswo unzweifelhaft vorgekommen sein müssen, so lässt sich das Verschwinden solcher Formen nur dahin deuten, dass dort, wo nach dem Eintreten der Hebung Gletscher und Eis nicht sofort die Spalten und Risse ausfüllten, und so die Erhaltung ihrer ursprünglichen Schluchtenform herbeiführten, der in Folge meteorischer Einflüsse in die Gesteinsschichten geschwemmte Verwitterungsschutt denselben frühzeitig das ursprüngliche Gepräge benahm.

Es müssen sohin die Gletscher mit den Fjorden dennoch in Beziehung gebracht werden, weil ohne die ersteren diese charakteristischen Küstenformen für uns verloren gegangen wären. Hieraus resultirt übrigens, dass dort, wo die bestehenden Fjorde aufgehört haben eisführende Rinnen zu sein, deren allmähliges Verschwinden im Wege der Verschüttung eintreten muss und der Zeitpunkt, wann dies geschieht, nur von der Ausdehnung und der Tiefe des Fjords, sowie von der Masse der Verschüttungs-Producte abhängt, welche in denselben abgesetzt werden. Derartige Vorgänge lassen sich thatsächlich an einzelnen Fjordküsten nachweisen.

Der eben angeführten Anschauung, nach welcher die Fjorde Ergebnisse der Spaltung der Erdoberfläche sind, der Erosion und Denudation aber bei ihrer Bildung nur ein sehr geringer Antheil zufällt, trat in neuerer Zeit Helland entgegen. Auf Grund eingehender Studien über die Bodengestaltung Norwegens modificirt derselbe nicht nur die Keilhau'sche Ansicht dahin, dass er Norwegen für eine sowohl nach Ost wie nach West sich allmählig abdachendes, thaldurchfurchtes Plateau erklärt

Regel ziemlich dicht nebeneinander und sind entweder einarmig, oder sie spalten sich gabelförmig. Convergiren dieselben der Küste zu, so schneiden sie dort, wo sie sich treffen, ein Eiland in Dreiecksform ab, dessen kurze Basis der See zugekehrt ist. Die Außenseiten solcher Inseln, sowie die der See zugekehrten Köpfe der Schluchtenwände lassen die ehemalige Uferlinie erkennen. Zuweilen sind einzelne Fjorde durch parallel mit dem Uferrand laufende Querrinnen unter sich verbunden, zuweilen senden sie im Inneren des Landes Nebenarme aus, welche meist senkrecht auf die Axe des Haupt-Fjords verlaufen. Ein Gewirre von Inseln und Klippen deckt den Eingang der Fjorde, und lässt oft nur mannigfache gewundene Zufahrten zu diesen Meereseinschnitten frei. Wie bereits erwähnt, sind die Wände der Fjorde zumeist steil, mitunter von ansehnlicher Höhe, und es müssen daher jene Küsten, an welchen diese Bildungen vorkommen, zu den Steilküsten gezählt werden.

Was die Meerestiefen innerhalb der Fjorde anbelangt, so sind dieselben zuweilen bedeutend, und häufig am Ausgange geringer, als im Hintergrund. So besitzt der Lyse-Fjord in Norwegen an seiner, der See zu geöffneten Seite, nahe an 85 M., in der Mitte 405 M., und nahe am Hinterende (etwa im letzten Viertel) 180 M. Tiefe; Cook fand beim Eingang in den Christtag-Sund auf Feuerland 68 M., weiter im Inneren desselben aber über 293 M. Im Ostgrönländischen Franz Josef-Fjord wurden sogar 900 M. gelothet. Im Hinblick auf den Umstand aber, dass sich relativ große Tiefen vorwiegend nur in den Norwegischen und Nordwest-Amerikanischen Fjorden vorfinden, während in anderen Localitäten auch seichte Fjorde gefunden worden sind, kann das „Tiefen-Moment“ nicht als ein „Hauptmerkmal“ bei derlei Bildungen hingestellt werden. [1]

---

sondern verwirft auch Kjerulfs Erklärung der Fjorde als Sprünge, welche bei der Erhebung des Landes entstanden seien und stellt sie durchwegs als Erosions-Gebilde hin. Vgl. Norwegens Oberfläche von Dr. Albrecht Penck; das Ausland Nr. 10, 1882, p. 191.

[1] Vgl. Dr. Franz Ratzel „Über Fjordbildungen an Binnenseen“, Petermanns Mittheilungen, Bd. 26, 1880, Heft X. Derselbe macht überdies auf eine Erscheinung aufmerksam, welche bis nun wenig Beachtung fand und in inniger Verbindung mit den Fjordbuchten steht. Es sind dies die Fjordstraßen, welche alle Eigenschaften mit den Fjordbuchten theilen, wie aber die Bezeichnung andeutet, nicht an einem Ende geschlossen, sondern an beiden Enden offen sind. Gleichfalls schmal, durch große Strecken hin parallelwandig, in der Regel gesellig, für sich oder mit Fjordbuchten auftretend, werden dieselben ihrem Wesen nach weniger leicht durch Ausfüllung verwischt, als die Fjordbuchten.

Gleich der Tiefe, ist auch die Länge der Fjorde sehr verschieden, mitunter ganz erheblich. So besitzt beispielsweise der Sogne-Fjord eine westöstliche Ausdehnung von fast 70, desgleichen der Throndhjems-Fjord über 60 nautische Meilen. Dagegen ist die Breite derselben verhältnismäßig sehr gering. Fjordbildungen kommen nicht nur an den Meeresküsten, sondern auch an den Ufern der Binnenseen [1] vor.

Die räumliche Vertheilung dieser Art Küstenbildungen betreffend, stellte sich heraus, dass die Fjordküsten an bestimmte Grenzen gebunden sind. Sie finden sich am häufigsten in den höheren Breiten, und überschreiten nirgends die Mitte der Gemäßigten Zonen. Stets gesellig auftretend, zeigen dieselben dort, wo sie enden, keinerlei vermittelnde Formen, und geben dem Charakter der Küste, der sie zugehören, ein eigenthümliches Gepräge. Für Europa scheint deren Südgrenze etwa bei 51°, für Nordamerika bei 44° an der Ost- und bei 48° Nordbreite an der Westküste zu sein. In Südamerika rückt diese Grenze bis zu 42°, in Neu-Seeland bis zu 45° Südbreite vor. Die Äquatorialgrenze der Verbreitung stimmt sonach mit der 10° C. Isotherme der bezeichneten Festländer überein, wobei jedoch das Maß der Jahres-Mittelwärme weniger entscheidend ist, als die Mittelwärme des kältesten Monates. Überdies fallen die Fjordküsten in das Gebiet der Regen zu allen Jahreszeiten und sind dort am reichlichsten entwickelt, wo der meiste Niederschlag ist.

Am deutlichsten ausgeprägt finden wir Fjordküsten:

In Europa: In West- und Nord-Skandinavien, an den Küsten von Schottland und Irland;

in Amerika: Auf Labrador, Neu-Fundland, Neu-Schottland, dann an der Küste der Union bis zum Staate Maine und an der Nordamerikanischen Westküste bis zur Vancouver-Insel. In Südamerika an der Patagonischen Westküste in der Magellans-Straße, auf Feuerland etc.:

in Australien: An der Westküste von Neu-Seeland.[2]

Außerdem finden sich Fjordküsten auf Spitzbergen und an der Westküste Grönlands, während an der Ostküste des letztgenannten Gebietes und in der Polar-Inselwelt Fjorde entweder nur vereinzelt oder schwach ausgeprägt gefunden wurden.

---

[1] Zu den Binnenseen, welche Fjordbildungen aufweisen, gehören beispielsweise die Seen Nordamerikas, der Onega-See u. a. m. Abgesehen von einer minder großartigen Entwicklung, zeigen die Fjorde an Binnengewässern sonst volle Übereinstimmung in ihrer Bildung mit jenen an der Meeresküste auftretenden.

[2] Vgl. Hochstetters Arbeiten über Neu-Seeland. Stuttgart, 1863.

Riffe.

101. Man bezeichnet kammartig zusammenhängende Klippen, mögen sich dieselben unter dem Wasser hinziehen oder in geringer Höhe den Wasserspiegel überragen, mit dem Namen „Riffe". Dieselben sind häufig von großen Dimensionen, und begleiten die Küsten mancher Länder in größeren oder geringeren Abständen. Je nach dem Materiale, aus welchem die Riffe zusammengesetzt sind, werden sie in Felsen- und Korallen-Riffe unterschieden, und mit Rücksicht auf ihre Configuration und örtliche Vertheilung mit speciellen Namen bezeichnet.

Während Felsen-Riffe sich als Ergebnisse der in Folge verschiedenartigster Einflüsse zerstörter Steilküsten herausstellen, und demgemäß vorwiegend in der Nähe der Ufer gelagert[1] erscheinen, sind die Korallen-Riffe Bauproducte gewisser Korallen-Geschlechter, welche in der Gegenwart auf die wärmeren Meere der Erde beschränkt sind, und nur in einzelnen günstigen Localitäten sich bis zu 30° nördlicher und 25° südlicher Breite über die Äquatorial-Zone hinaus verbreiten. Zum vollen Gedeihen bedürfen die riffbildenden Korallen einer Temperatur zwischen 18 und 20° C. Diese Bedingung erklärt auch deren beschränktes Auftreten mit Bezug auf die Tiefe, welche sich von etwa 40 M. unter dem Meeresspiegel bis zum tiefsten Stand der Ebbe erstreckt. Lebhafter Wellenschlag und Klarheit des Wassers begünstigen im Übrigen ihre Entwicklung.[2]

Was nun die Riffbildung durch Korallen anbelangt, so geschieht dieselbe etwa in folgender Weise: Nach begonnener Ansiedlung derselben auf dem Meeresgrund, was familienweise vor sich geht, werden die Zwischenräume der höckerigen Bildungen im Laufe der Zeit durch die vom Meere abgebrochenen und zusammengespülten Korallenstöcke ausgefüllt. Auf den älteren Höckern siedeln sich allmählig neue Korallenfamilien an und überwölben und erhöhen dieselben. Korallentrümmer, Excremente von Fischen und Spritzwürmern etc., welche in die Zwischenräume der Stöcke gerathen sind, bilden endlich zu Gries und Sand zerrieben entweder dichten Kalk oder einen an Muscheln und Seethier-Resten reichen Stein (Korallenkalk).

---

[1] Vgl. den IX. Abschnitt dieses Buches, welcher das Leben im Meere behandelt.

[2] Bei den Untersuchungen des Meeresbodens in der Gegend der Cocos-Inseln fand Darwin noch Korallen in etwas über 60 M. Tiefe, während unter dieser Tiefe nur Korallensand gefördert wurde.

Bei eintretender Senkung der Unterlage, auf welcher sich die Korallenthiere angebaut haben, sterben die, unter dem früher bezeichneten Tiefen-Maximum der Lebensfähigkeit gelangenden Stöcke ab, während sich nach oben hin neue Generationen anbauen. Man erhält sonach unter Umständen die Möglichkeit, das Maß einer solchen Senkung kennen zu lernen. Bei eintretenden Hebungen tritt der verkehrte Process ein, indem die obersten Stöcke, sobald sie dem Meeresspiegel zu nahe kommen, absterben. Wie bereits früher bemerkt, erhalten die einzelnen, durch Korallenthiere gebildeten Riffe verschiedene Bezeichnungen:

Küsten-, Strand-, Saum- oder Fransen-Riffe, welche an den Ufern des Festlandes und der Inseln angebaut sind, Wall- oder Damm-Riffe als Begleiter der Continental- oder Inselküsten, doch in einem solchen Abstande von den Ufern, dass zwischen Festland und Riff ein mehr oder minder breiter und tiefer Canal freigelassen ist, dessen Wasser nur an vereinzelten Bruchstellen des Riffes mit jenem der freien See communicirt; endlich Atolls oder Lagunen-Riffe. Dieselben sind ziemlich regelmäßige ovale oder kreisrunde Riffe, selten ganz geschlossen, gewöhnlich mit mehreren Durchbrüchen (Riffcanälen) [1] versehen. Das Wasser innerhalb des Riffes ist verhältnismäßig ruhig, während die Seeseite desselben unter dem Einflusse der Brandung steht.[2]

---

[1] Johann Reinold Forster bediente sich zuerst dieses Ausdruckes und bezeichnet als „Lagune" das vom Atoll eingeschlossene ruhige Wasserbecken.

[2] Die Anschauungen über die Entstehung der Korallen-Riffe haben im Laufe der Zeit mehrfache Wandlungen erfahren. So nahm Forster an, dass der Aufbau der Korallen vom Meeresgrunde aus stattfinde; Chamisso und Beechey dagegen vertraten die Ansicht, dass Korallen-Inseln und -Riffe als Krönungen submariner Berge, und die kreisförmig geformten Atolle als Kränze auf den Rändern submariner, erloschener Krater zu betrachten seien.

Nach C. Darwin entsteht zunächst das Fringing reef (Saum- oder Strandriff) indem riffbildende Korallenthiere sich im seichten Wasser der Umgebung einer Küste ansiedeln, soweit dies mit Rücksicht auf deren Lebensbedingungen möglich ist. In dem Maße, in welchem nun die Insel oder Festlands-Küste langsam sich senkt, wächst das Korallen-Riff nach oben (weniger in die Breite, aus Mangel an Nahrung auf der der Strömung abgekehrten Seite) und es erweitert und vertieft sich der zwischen ihm und der Küste sich befindliche Meeresraum so, dass derselbe endlich zu einem breiten schiffbaren Canal wird. In diesem Stadium nennt man die Korallenbauten nach Darwin ein „Barrier reef" (Damm- oder Wallriff). Bei weiterer Fortdauer dieser Vorgänge, d. h. des langsamen Sinkens der Insel und des fortschreitenden Emportauchens der Korallenbauten tritt endlich der Fall ein, in welchem die ehemalige Insel unter dem Meeresspiegel verschwunden ist, und an ihrer Stelle eine Lagune erscheint, umgeben von dem Riff, welches dann den Namen „Atoll" führt.

Ursprünglich reichen alle diese Riffe nur bis an das Niveau des Meeres. Im Laufe der Zeiten aber werden die vom Meere angeschwemmten Algen und Muscheln, die Excremente der Vögel etc. zur Erhöhung der flachen Bänke beitragen, bis sich endlich in Folge des durch die Wogen zugeführten Pflanzensamens eine Vegetation entwickelt, deren Detritus nicht nur bloß das Terrain. vergrößert, sondern auch zur Ansiedlung neuer Pflanzen fähiger macht.

Als Beispiele für die Bildung von Küsten- und Fransen-Riffen in großer Ausdehnung mögen die Korallenbauten im Rothen Meere, an den Küsten von Florida, Ceylon angeführt werden. Wall- und Damm-Riffe treten am stärksten in Australien und Polynesien auf; so die Great-Barrière an der Nordost-Küste des Australischen Festlandes 1000 nau-

---

Während nun die Studien von Quoy und Quaymard gelegentlich Dumont d'Urvilles Expedition im Pacifischen Ocean, sowie die Forschungen Ehrenbergs im Rothen Meere die Unhaltbarkeit der Forster'schen Anschauung durch die Thatsache nachwiesen, dass lebende, riffbildende Korallen nur in verhältnismäßig geringen Tiefen constatirt werden konnten, verdrängte die Senkungs-Theorie Darwins, welcher sich der Amerikaner Dana anschloss, wieder die für derlei Bildungen von Beechey und Chamisso versuchte Erklärung.

Neuere Forscher, wie J. J. Rein, J. Murray, C. Semper, Th. Studer, haben nun gestützt auf eigene Untersuchungen, sowie auf die Ergebnisse der großen Expeditionen des Challengers, der Gazelle u. a., und mit Rücksicht auf den Umstand, dass für die Erklärung gewisser Korallenriff-Bildungen, wie jene auf der Palaos-Gruppe den Bermudas etc., die Theorie Darwins nicht gut anwendbar sei, versucht, insbesondere für die Bildung der Damm-Riffe und Atolls ungezwungenere und dennoch vollkommen haltbare Entstehungs-Theorien aufzustellen. Während jedoch J. Murray die Bildung von Küstendamm-Riffen und Atolls bei vollkommener Ausschließung der Senkungstheorie Darwins dahin erklärt, dass Küsten-Riffe dann entstehen, wenn riffbildende Korallen sich an einer Küste oder auf einer Böschung derselben, gebildet aus dem Baumateriale, welches das Meer selbst liefert, ansiedeln und bis an die Oberfläche des Meeres emporwachsen und sich zu einem Barrière-Riff umwandeln, sobald die Flut über das Riff spült und sich durch ihre erodirende Kraft ein Canal bildet, endlich Atolle aber der Ansiedlung von Polypen auf einem submarinen Berg ihren Ursprung verdanken, ist J. J. Reins Standpunkt ein viel freierer und gipfelt in dem Satze: „Korallen-Riffe können sich überall dort bilden, wo die Grundbedingungen für die Ansiedlung der sie erzeugenden Polypen in Bezug auf Temperatur, Klarheit des Wassers und Nahrungszufuhr durch Wellenschlag, sowie eine feste Unterlage gegeben sind, mag nun diese Unterlage eine untergetauchte Küste oder eine submarine Bodenerhebung, mag letztere vulcanischen, organischen oder anderen Kräften zugeschrieben sein."

Vgl. Verhandlungen des ersten deutschen Geographentages zu Berlin am 7. und 8. Juni 1881. „Die Bermudas-Inseln und ihre Korallen-Riffe, nebst einem Nachtrage gegen die Darwin'sche Senkungstheorie, von Prof. Dr. J. J. Rein, dann das Ausland, Nr. 19, 1882, p. 373." Professor J. J. Reins Theorie von der Entstehung der Korallen-Riffe und Inseln, endlich Reisebericht von Dr. C. Semper, Dana, Darwin u. a. m.

tische Meilen lang, und bis zu 50 nautische Meilen von der Küste entfernt. Die Riffe von Neu-Caledonien mit der erheblichen Ausdehnung von 400 n. M. Die meisten hohen Inseln der Südsee, wie die Viti, Samoa-Gruppe etc., sind von Wall-Riffen umgeben.

Die Stätte der Atolls ist in den Gewässern der Südsee und des Indischen Oceans zu suchen. So die Malediven, die Carolinen, Niedrige Inseln etc. etc. Ein Gebiet mächtiger Korallen-Entwicklung ist endlich das „Korallenmeer" zwischen den Neuen Hebriden und dem Großen Barrière-Riff.[1] In Afrika und Westindien fehlen zwar die Atolls, doch haben auch hier die Korallen an der Bildung von Festland, wie jenes von Florida, und von Inseln, wie die Lucaischen, wesentlichen Antheil.[2]

2. Flachküsten.

102. Fällt das Festland allmählig zum Meere ab, so entstehen Flachküsten. Häufig behält das Festland die Tendenz allmähliger Senkung auch unter dem Meeresspiegel bei, doch kann dies nicht als Regel aufgestellt werden, da auch an Flachküsten plötzliche Senkungen des Meeresgrundes eintreten können, wie solches beispielsweise an der Westküste von Afrika, nördlich des Cap Verde stattfindet.

Da der Böschungswinkel der Uferränder an Flachküsten ein sehr geringer ist, wird das Ufer von den Meeresfluten in Folge des Seeganges und der Gezeiten zeitweise überschwemmt, wobei sich fortwährend Sand und Gerölle absetzen, welche beim Zurücktreten der See liegen bleiben, und bisweilen weit in das Innere des Festlandes reichende Anschüttungen von allerdings mäßiger Höhe hervorrufen. Solche Anschüttungen werden Uferwälle genannt.

Wenn das an den Strand geschwemmte oder geworfene Materiale durch irgend ein Bindemittel sich zu compacten Massen vereinigt, wird es als Riffstein oder Uferbreccie bezeichnet. Liegen derlei Bildungen in einiger Entfernung vom Uferrand, so erhalten sie den Namen vorgeschobene Uferwälle. Sie laufen nicht immer zur Küste parallel,

---

[1] Dana hat aufmerksam gemacht, dass eine Linie von der Pitcairn-Insel nach NW. zu der Palaos-Gruppe gezogen, etwa die Grenze zwischen den Attols im Norden und den Hohen Inseln im Süden bildet.

[2] Korallen-Riffe, welche sich im Laufe der Zeiten wieder gehoben haben, zeigen den gleichen Bau, wie die soeben beschriebenen Bildungen; dasselbe ist mit jenen Korallen-Riffen der Fall, welche einer vergangenen Bildungsperiode der Erde angehören. Riffbildende Korallen wurden im Jura, im Ural, in den Alpen und an noch anderen zahlreichen Stellen des Festlandes unserer Erde gefunden.

sondern setzen sich oft an den Rändern von Buchten an, schließen dieselben entweder ganz von der See ab und bilden sodann Binnenbecken, oder lassen eine oder die andere Communication frei. Die Wasserbecken, welche ihre Verbindung mit dem Meere in Folge dieser Vorlagen ganz oder theilweise verloren haben, werden als Strandseen, Lagunen etc. bezeichnet.

Haff werden in der Ost-See kleinere Meerestheile benannt, welche durch langgestreckte und schmale Landzungen von der hohen See fast ganz abgeschlossen sind. Die Landzungen selbst führen die Bezeichnung Nehrungen.[1] Die Abschnürung von solch' kleineren Meerestheilen tritt zumeist dort ein, wo dieselben durch vorliegende Inseln oder Halbinseln von der vorbeiziehenden Strömung gedeckt sind. Die an der Küste mündenden Süßwasser vermögen, soferne sie stark genug sind, ihre Sinkstoffe leicht durch das geschützte und relativ ruhige Küstenwasser der hohen See zuzuführen, doch werden die Sedimente dort, wo die Strömung fühlbar und die Stoßkraft des Flusswassers aufgehoben wird, sich zum größten Theil ablagern und im Laufe der Zeit als Landzungen über Wasser erscheinen und das von der Strömung geschützte Gebiet theilweise oder ganz abschließen. Die Bildung solcher, vom Meere abgeschlossener Küstengewässer kann jedoch auch dann eintreten, wenn die See einen Dünenwall durchbricht, nachdem hinter demselben auf der Binnenseite das Land zuvor unter dem Seespiegel hinabgetaucht war.

Die charakteristischen Merkmale der Nehrungen, welche übrigens an den Ufern aller Erdtheile vorkommen, sind:

1. Mehr oder weniger paralleler Verlauf zu den Gestaden, denen sie vorgelagert sind;
2. ausschliessliches Vorkommen an Flachküsten, und
3. Monotonie in ihren Umrissen, insbesondere meist geradlinige Ränder der hohen See zu.

Eine eigenthümliche, verhältnismäßig auch seltenere Erscheinung ist die Verbindung von nahe dem Ufer gelagerten Inseln durch Nehrungen mit dem Festland. In solchen Fällen kann es dahin kommen, dass die Nehrungen dem eingeschlossenen Becken keine Verbindung mit der See mehr gestatten, und der eingeschnürte Meerestheil im Laufe der Zeit trocken gelegt wird.

---

[1] Nach Peschel und Berendt sind übrigens das Frische und Kurische Haff wahrscheinlich durch Einbrüche der See entstanden.

Dünen.

103. Eine den Flachküsten zukommende und häufig auftretende Erscheinung sind die Dünen. Der Vorgang bei Entstehung derselben ist folgender: Sobald der Strand einer Flachküste beim Eintreten der Ebbe bloßgelegt ist, wird der durch die Sonnenhitze getrocknete Sand von den Winden, welche von der See her wehen, landeinwärts getragen. Findet der Sand, während des Streichens am Boden kein Hindernis in seiner Fortbewegung, so lagert sich allmählig Schichte auf Schichte gleichmäßig übereinander. Trifft derselbe jedoch auf Hindernisse, wie etwa größere Muschelablagerungen, angeschwemmte Holzbestandtheile oder Gerölle, so lagern sich die Sandtheilchen diesen Hemmnissen an, bilden allmälig kleinere, dann größere Sandwellen, um schließlich zu Hügeln, bis zu 20, unter Umständen auch bis zu 120 M. Höhe und darüber anzuwachsen.

Die Thätigkeit des Seewindes beschränkt sich jedoch nicht nur darauf, eine einzige Linie solcher Dünen hervorzubringen, sondern macht die letzteren auch binnenwärts wandern, um hinter ihnen seewärts eine neue Reihe solcher Sandhügel anzuhäufen. Erst dort, wo der Einfluss des Seewindes aufhört, dagegen vom Lande kommende und seewärts wehende Winde die Fortbewegung der Dünen hemmen, werden diese Wanderungen aufhören. Die Wanderung der Dünen kann unter Umständen der Bodencultur sehr gefährlich werden, weshalb man an den Südwestküsten Frankreichs, an dem preußischen Ostsee-Gestade sowie a. a. O. durch Anlage einer, die Wanderung der Sanddünen hemmenden Vegetation, den Gefahren einer drohenden Cultur-Vernichtung zu steuern gesucht hat. Die Dünenbildung verursacht überdies an jenen Küsten, wo Landgewässer der See zufließen, die Bildung von Sümpfen und stagnirenden Wasserbecken, indem die massenhaften Sandablagerungen die Mündungen kleinerer Zuflüsse verstopfen.

In den Tropen gelangen an gewissen Küsten, wie z. B. in Brasilien, Guyana, West-Indien, Dünen aus dem Grunde nicht zur Ausbildung, weil sich die aufgehäuften Sandmassen durch den raschen Pflanzenwuchs bald befestigen und die am Ufer entstandene Vegetation die Vertragung von trockenen Schlamm- und Sand-Producten binnenwärts verhindert. Die unter solchen Verhältnissen innerhalb der Flutmarken sich ausbildende Baum-Vegetation, zumeist der Rhizophoren-Gattung angehörend, verursacht ein Vorrücken des Ufergebietes seewärts, indem die aus dem Uferschlamm hervorragenden hohen Luftwurzeln der Bäume den von der See ausgespülten Tang, Sand, dann gewisse Thier-Producte

zurückhalten und sich durch die Verwesung des abgefallenen Laubes eine von Sümpfen und Pfützen unterbrochene Humusschichte bildet. Solche Küsten gehören überdies zu den ungesundesten, weil die aus den Stämmen der Bäume in den Boden getriebenen zahlreichen Luftwurzeln ein leuchterartiges verwirrtes Gestelle bilden, innerhalb welchem sich nicht nur zahlreiche Krebse und andere Seethiere aufhalten, sondern welches auch eine Fülle von die Luft verderbenden Unrath und faulender Meeresgeschöpfe beherbergt. Derartige Küsten finden sich in Westindien, in Südamerika, Louisiana und Californien, sowie auch auf gewissen Inseln Polynesiens etc.

Delta-Bildungen.[1]

104. Die Bezeichnung „Delta" wurde zuerst von den Griechen für das Mündungsgebiet des Nil-Stromes, wegen der Ähnlichkeit des von den Flussarmen und dem Meere umschlossenen Landstückes Unter-Aegypten mit ihrem Buchstaben Δ in Anwendung gebracht, und diente ursprünglich offenbar ausschließlich zur Versinnlichung einer morphologischen Erscheinung, ohne dass auf die Zusammensetzung und Entstehungsweise des so bezeichneten Landstückes Rücksicht genommen wurde. Die moderne Erdkunde versteht jedoch unter Delta alle jene Schwemmland-Bildungen, welche durch Anhäufung der von den Flüssen mitgeführten Sinkstoffe an ihrer Mündung im See- oder Meeresbecken entstanden sind, und durch welche sich das Festland auf Kosten der Wasserbedeckung vergrößert. Es tritt sonach bei dieser Classification das morphologische Moment dem genetischen gegenüber in den Hintergrund. Wir haben hier selbstverständlich derartige Bildungen, nur insoerne, als dieselben eine specielle Form der Meeresküsten repräsentiren, in Betracht zu ziehen.

Sämmtliche fließende Gewässer führen eine größere oder geringere Menge festen Materiales mit sich, und setzen dasselbe je nach dem Grade der Zertheilung der Sinkstoffe und der Transportskraft des Wassers in größerer oder geringerer Entfernung von den Mündungen ab. Während die feinsten Schlamm- oder Thontheilchen oft weit in die See verführt werden, ehe sie zu Folge der verminderten Stromgeschwin-

[1] Vgl. insbesondere: Dr. G. R. Credner, Die Delta's, ihre morphologische und geographische Verbreitung, — Petermanns Mittheilungen, Erg. Heft 56. 1878, dann O. Peschel, Neue Probleme etc., sowie: Hann, Hochstetter und Pokorny II. Theil, „Allgemeinen Erdkunde."

digkeit zu Boden sinken, setzen sich die schwereren Sedimente schon nahe an der Mündung der Flüsse ab. Dieser Process dauert ununterbrochen fort, und es wird nur zeitweise durch Seegang, Meeresströmungen, Ebbe und Flut oder Sturmfluten die Lagerung der Absatzstoffe gestört; keine Flussmündung ist hievon ausgenommen.

Während aber bei einer Gruppe von Flüssen die an ihren Mündungen so gebildeten Anschüttungen mehr und mehr in die Höhe wachsen, bis sie entweder als Inseln oder als Landzungen und vorgeschobene Ufer über den Seespiegel emportauchen, und durch gegenseitige Annäherung und schließliche Vereinigung als neugebildeter Alluvial-Boden, als „Delta“ den Umfang des Festlandes auf Kosten des Meeres erweitern, tritt an einer andern Gruppe von Flussmündungen ein Stillstand in dem Höhenwachsthum der Anschwemmungen ein. Letztere erweitern sich zwar nach Breite und Länge, doch nur am Grunde des Meeres, und erheben sich nicht bis über den Meeresspiegel, sie bleiben „unterseeisch“ und bilden Sandbänke, Untiefen und Barren. Ehe wir auf diese, für die Schifffahrt wichtige, weil dieselbe gefährdende Bildungen näher eingehen, sei noch der Weiterentwicklung [1] der eigentlichen Deltas gedacht. Dieselbe vollzieht sich in dreifacher Weise:

---

[1] Was zunächst den ersten Punkt „Vorrückung des Außenrandes“ anbelangt, so vollzieht sich diese in den meisten Fällen durch Bildung von Inseln in der Verlängerung der Uferbänke und durch deren allmählige Verknüpfung mit dem vorher entstandenen Alluvial-Boden.

Da der Absatz an Sedimenten vorwiegend in der Verlängerung der Flussufer geschieht, so entstehen durch das lappenartige Vorwachsen derselben, zwischen den einzelnen Mündungsarmen Einbuchtungen und flache Becken, welche später durch einen Streifen von Schwemmland vom Meere geschieden werden. In diese Becken ergießen sich, wenn auch nur zur Hochwasser-Zeit, Seitenarme der Mündungs-Canäle und füllen sie allmählig durch Absetzung ihrer Sinkstoffe aus.

Mit den im Vorhergehenden geschilderten Gebietserweiterungen der Delta's durch Vorrückung gegen die See und Ausfüllung der zurückgebliebenen Becken erfolgt eine Erhöhung des Deltabodens durch Ablagerung der Sinkstoffe, welche durch Überflutung der Niederungen über die Oberfläche des Deltas ausgebreitet werden. Die Wirkungen solcher Überschwemmungen äußern sich in verschiedener Weise; so wird an manchen Orten das Hochwasser am Boden der Delta-Ablagerungen aufreißen und das weggeführte lockere Erdreich an einer anderen Stelle absetzen. Die Folgen dieser Vorgänge treffen auch die Configuration des Deltas selbst, welches seine Umrisse wesentlich verändert. Wo Schilf oder Mangrovewald die Anschüttungen bedeckt, erleidet das durchströmende Wasser einen Filtrations-Process, durch welchen die Masse der Sinkstoffe niedergeschlagen und die Erhöhung der Anschwemmung befördert wird. Auch der Umstand, dass sich die übertretenden Gewässer über weite Flächen verbreiten und hiedurch die Stromgeschwindigkeit vermindert wird, bringt eine größere Menge von Sedimente zur Ablagerung.

1. Durch seewärts gerichtetes Vorrücken des Außenrandes,

2. durch Zuschüttung der, in Folge des ungleichmäßigen Wachsthumes der Anschwemmungen im Inneren des Deltagebietes zurückgebliebenen kleinen Seebecken,

3. durch Erhöhung des neugebildeten Bodens.

Fragen wir endlich nach den Bedingungen, unter welchen Deltabildungen erfolgen, und fassen wir die verschiedenen Einflüsse ins Auge, welche geeignet scheinen, sich hiebei in vorwiegender Weise geltend zu machen, so kommen in Betracht: [1]

1. Die größere oder geringere Sedimentführung der Flüsse, sowie die Stromgeschwindigkeit der letzteren,

---

[1] Dass übrigens sehr beträchtliche Mengen von Sinkstoffen in einem Flusse für die Production eines Deltas weder nothwendig sind, noch auch dieselbe unbedingt im Gefolge haben, ergibt sich aus einer Reihe von Beobachtungen über verschiedene deltabildende und deltafreie Flüsse. So führt die Weichsel nach den Untersuchungen G. Bischofs unter den günstigsten Verhältnissen nur 2·53 bis 5·82 schwebende Bestandtheile in 100.000 Theilen Wasser und vergrößert dennoch fortwährend ihr ohnehin ausgedehntes Deltagebiet, während andererseits die Elbe in der gleichen Wasser-Quantität 11 Theile Flusstrübe führt (Dr. S. Wibel) und dennoch an der Mündung deltafrei ist. Das gleiche findet bei einer größeren Zahl anderer Flüsse statt. So ist die Gironde bei weitem reicher an Sedimenten, als der Mississippi, der Nil und die Donau und besitzt im Gegensatze zu den letztgenannten drei Flüssen, welche mächtige Deltas gebildet haben, eine offene, langgestreckte Trichtermündung. Ebenso bewährt sich die mehrseitig ausgesprochene Ansicht, dass, je geringer die Meerestiefe unmittelbar vor einer Flussmündung ist, desto mehr die Deltabildung befördert werde, nicht bei allen Flüssen, die solche Anschwemmungen besitzen.

In vielen Fällen haben die Untersuchungen gezeigt, dass unter sonst gleichen Verhältnissen an flachen und seichten, wie an steilabfallenden Küsten Delta's fehlen oder bestehen können. So sind beispielsweise die in flache, sich nur allmählig vertiefende Meerestheile mündenden Flüsse, wie die Elbe, Weser, Ems, Themse, deltafrei, während einzelne Mittelmeer-Flüsse an den Südfranzösischen Steilküsten doch Schuttkegel ansetzen.

Endlich erscheint es auch nachgewiesen, dass der mechanischen Bewegung des Meeres, erzeugt durch Strömung, Seegang etc., keine so tiefgreifende Bedeutung beigemessen werden darf, um aus ihnen das Fehlen oder Vorhandensein der Delta's im allgemeinen zu erklären, somit die geographische Vertheilung derselben herleiten zu können.

Dagegen hat eine Vergleichung der örtlichen Vertheilung von Flüssen mit und ohne der besagten Bildung, bei Rücksichtsnahme auf die Hebungs- und Senkungsvorgänge an den Küsten, wo sie münden, gezeigt, dass dieses letztere Moment in die innigste Beziehung zu den in Rede stehenden Vorgängen gebracht werden müsse, und die meisten Delta's dort zur Ausbildung gelangen, wo Hebungen der Küsten constatirt werden konnten.

2. die Tiefenverhältnisse der See unmittelbar vor den Flussmündungen,

3. die auf die Deltabildung Einfluss nehmende mechanische Thätigkeit des Meeres, und

4. die Niveau-Veränderungen des Festlandes, beziehungsweise der Küsten.

Thatsächlich werden alle diese Momente auf die Bildung von Delta's ihren Einfluss üben, doch können die größeren oder geringeren Sedimentzufuhren, die Wassergeschwindigkeit, der Seegang, Ebbe und Flut, Strömungen, endlich die geringere oder größere Tiefe der See am Ausgange von Flussmündungen, stets nur eine locale Bedeutung üben, und es wird in erster Linie von den Hebungen und Senkungen der Festlands-Küsten abhängen, ob die durch Flüsse verursachten Anschwemmungen als Sand und Schlammbänke unterseeisch bleiben, oder zu Tage treten, und zur Vergrößerung des Festlandes und zur Veränderung der Küsten-Conturen beitragen.

Während die Ausbildung von Deltaformen sich von der Küstengestalt einigermaßen unabhängig zeigt, dieselben, wenn auch häufiger an Flachküsten, so doch auch an Steilküsten vorkommen, zeigt die geographische Vertheilung, insbesondere der noch im Wachsthum begriffenen Delta's, dass diese Bildungen, mit wenigen Ausnahmen, sich nur dort einstellen, wo eine Hebung der Küste constatirt worden ist.

Es wurde bereits bemerkt, dass solche Landansetzungen die Küstenfigur wesentlich verändern, und wenn auch nur local, doch bisweilen ganz erhebliche Ausdehnungen gewinnen können, speciell dort, wo sie entweder das Ergebnis großer Ströme oder Anschüttungen nachbarlich gelegener Gewässer sind. Derlei Küstenstriche werden für die Schifffahrt zumeist gefährlich sein, da die in dieselben mündenden Flüsse, wie bereits dargethan, Sandbänke ablagern, welche entweder weiter in See vorgeschoben als Untiefen das Ansegeln oder quer den Flussmündungen gelegen als Barren das Einlaufen der Schiffe erschweren. Unter Umständen werden die fortgesetzten Ablagerungen das Strombett theilweise oder ganz unfahrbar machen, derart, dass nur durch künstliche Vertiefung ein schiffbarer Canal offen gehalten werden kann. Sandbänke werden jedoch nicht nur an den Küsten und Flussmündungen, sondern auch in offener See angetroffen. Dieselben entstehen, wenn zwei Strömungen am Meeresboden einander begegnen, und hiedurch die auf demselben gelagerten Sand- und Schlammassen sich zu größerer oder geringerer Höhe ansammeln. Selbstredend wird man nur in seichteren Meeresgebieten auf solche Bildungen stoßen.

C. Hebungen und Senkungen der Festlands-Massen und hiedurch bedingte Änderungen in der Küsten-Configuration. [1]

Instantane und säculäre Hebungen und Senkungen.

105. Unter Hebungen und Senkungen des Festlandes versteht man Verschiebungen desselben in verticaler Richtung, welche sich entweder als Folge vulcanischer Erscheinungen oder Erdbeben unmittelbar vollziehen, oder aber so langsam vor sich gehen, dass sie erst nach Ablauf langer Perioden wahrnehmbar sind. Die ersteren werden als „instantane", die letzteren als „säculäre" bezeichnet. In Anbetracht, dass solche Hebungen und Senkungen die Gestaltung und den Verlauf der Küsten wesentlich beeinflussen, überdies gerade an den Küsten am ehesten zu constatiren sind; weil die Niveau-Fläche des Meeres hiezu den geeignetsten Anhaltspunkt bietet, sollen dieselben einer etwas eingehenderen Erörterung unterzogen werden.

106. Instantane Hebungen und Senkungen werden zumeist dort zur Erscheinung kommen, wo das Festland von häufigen Erdbeben heimgesucht ist; dieselben treten oft ruckweise, mitunter aber auch andauernd, und erst längere Zeit nach der Katastrophe auf, und sind daher, als unter unseren Augen sich vollziehend, verhältnismäßig leicht nachweisbar. Dauernde Niveau-Veränderungen werden übrigens nicht häufig und nur bei stärkeren Erdbeben gefunden.

Zu den auffallendsten Vorgängen dieser Art zählen die Hebungen und Senkungen an der Küste von Chile in Folge der Erdbeben. So hob sich 1822 und 1823 die zum Theil aus Granit bestehende Küste um 3—4 Fuß; bei der am 20. Feber 1835 eingetretenen Erschütterung nach den an Ort und Stelle gemachten Beobachtungen Fitzroys und Darwins um 4—5 Fuß, wobei allerdings bis zum Monat April eine theilweise Rücksenkung (2—3 Fuß) zum früheren Niveau eintrat. Nach dem Erdbeben von Valdivia am 7. November 1837 fand Coste den Meeresgrund um 8 Fuß [2] höher als zwei Jahre vorher, und sah Klippen, welche früher stets unter Wasser lagen, über denselben aufragen.

Gleich Chile bietet Ostindien dergleichen Erscheinungen. Bei dem verheerenden Erdbeben am 16. Juni 1819 wurde östlich des Indus-Delta eine Fläche von 94 Quadratmeilen durch Senkung binnen wenigen

---

[1] Vgl. für dieses Capitel: „Untersuchungen für das Aufsteigen und Sinken der Küsten" von Dr. F. G. Hahn, Leipzig, 1879; dann O. Peschel: „Neue Probleme" etc., 1878; — „Physische Erdkunde" von Leipoldt-Peschel; weiter Credner, Klöden u. a. m.

[2] 1 Engl. Fuß = 0·3048 Meter.

Stunden in eine Lagune umgewandelt, und es versanken Dorf und Fort Sindree, ohne umgestürzt zu werden.

Bei dem Erdbeben im December 1853 senkte sich die Korallen-Insel Tongataboo (Freundschafts-Inseln) so weit, dass das Meer jetzt zwei Meilen früheren Landes bedeckt. In Folge des Erdbebens am 27. Jänner 1855 hob sich am Südende der Insel Ulster (Neu-Seeland) das Land auf eine Strecke von 12 Meilen Länge im Maximum um 9 Fuß, gleichzeitig fand südlich der Cooks-Straße eine Senkung um etwa 5 Fuß statt. — Als Beispiel ganz vorübergehender Hebung mag das plötzliche Auftauchen und ebenso rasche Verschwinden der Insel Ferdinandea im Jahre 1821, als dauernde Erhebungserscheinung die neue Inselbildung in der Nähe Santorins in jüngster Zeit noch Erwähnung finden.

107. Weit schwieriger nachzuweisen, weil, wie bereits früher erwähnt, äußerst langsam vor sich gehend, sind die säculären Hebungen und Senkungen, auch sind die Ansichten der Geologen über die Ursachen dieser Niveau-Veränderungen noch vielfach getheilt. Während die einen dieselben mit dem Vulcanismus der Erde in Verbindung bringen, erblicken andere in den Hebungen nur die Folge einer bis in bedeutende Tiefen stattfindende Umwandlung der Gesteine, sei es durch Krystallisation oder Verwitterung, bei welchen Processen eine ansehnliche Volums-Vermehrung, ein langsames Aufquellen oder eine langsame Auflockerung, und daher Emportreibung der Massen stattfinde, und in den Senkungen nur locale Unterwaschungen und Einstürze. [1]

Wenn sich nun auch eine sichere Erklärung für die beregten Erscheinungen noch nicht geben lässt, so spricht doch ein auf Grund bestimmter Erkennungszeichen gesammeltes, nicht unerhebliches Beweis-Materiale für das thatsächliche Auftreten von Hebungen und Senkungen an verschiedenen Küsten der Festländer. — Die Forschungen während der letzten Decennien berechtigen sogar mit einiger Sicherheit zu der Ansicht, dass alle Küsten der Erde entweder in einer aufsteigenden oder in einer sinkenden Bewegung begriffen sind, und nur dort Stillstand anzutreffen ist, wo zwei Gebiete entgegengesetzter Bewegung zusammentreffen. Als eine weitere Folge dieser Untersuchungen ergab sich, dass an ein und derselben Küste die hebenden und senkenden Bewegungen sich zeitweise abgelöst haben, und dass diese Vorgänge überhaupt nicht nur in historischer Zeit, sondern auch in früheren geologischen Perioden [2] stattgefunden haben müssen.

---

[1] Vgl. v. Hochstetter in der „Allgemeinen Erdkunde", p. 292.

[2] Die Hebungen und Senkungen in früheren geologischen Perioden können als ein Object der Geologie hier nicht in Betracht kommen.

In den Kärtchen Tafel II [1] sind durch zwei verschiedene Farben die Küsten bezeichnet, an welchen aufsteigende, beziehungsweise sinkende Bewegungen auf Grund bestimmter Merkmale nachgewiesen worden sind. [2]

Indem wir zunächst die wichtigsten Erkennungszeichen für das Stattfinden der einen oder anderen Bewegung anführen und durch einige einschlägige Beispiele erläutern, sollen hierauf die sich ergebenden allgemeinen Schlüsse in Besprechung gezogen werden.

Merkmale, welche auf Hebungen und Senkungen der Küsten schließen lassen.

108. Hebungsmerkmale. Zu den Merkmalen, welche auf eine Hebung der Küste schließen lassen, gehören vor allem bei Flachküsten mit Sandbänken und Untiefen die Umwandlung dieser zu neuen Küsteninseln, bei Steilküsten mit vorgelagerten Riffen die Ausbildung derselben zu Skjärenküsten, sowie beim Fortschreiten der Hebung das schließliche Landfestwerden der genannten Vorlagerungen. Sind die neugebildeten Inselstreifen parallel zur Küste aufgestiegen und von bedeutender Längenausdehnung, so tritt zuweilen eine Verbindung ihrer Enden mit dem Festlande ein, wodurch der zwischen Insel und Küste gelegene Canal abgeschlossen, sich in einen Strandsee, im weiteren Verlaufe, insbesondere bei Mangel an Zufluss und Niederschlag in eine, vielleicht mit Salz bedeckte Küstenebene verwandeln wird. Besitzt eine in der Hebung befindliche Flachküste keine der früher erwähnten Vorlagerungen, so wird zur Constatirung ihres Aufsteigens ein allmähliges und paralleles Vorrücken des Küstensaumes, besonders dort, wo ein solcher Landzuwachs nicht etwa auf Rechnung einmündender Flüsse gesetzt werden kann, genügen.

Erscheinungen der eingangs erwähnten Art treten beispielweise bei einzelnen Gebieten der Jütischen Küste, insbesondere am Liim Fjord; in der Dänischen Inselwelt, an der Ostküste Central-Amerikas speciell an den Gestaden von Texas auf, wo nach Bollaerts Ansicht die jetzigen Nehrungen und Landzungen einst eine Kette niederer Inseln waren, in noch früh rer Zeit aber nur als Sandbänke existirten. So finden wir

---

[1] Entnommen aus G. Leipoldts-O. Peschels „Physischer Erdkunde“ und Credner „Die Delta's“ etc.

[2] Über die der Farbe entbehrenden Küsten mangeln entweder die Beobachtungen gänzlich, oder es ist ihr Verhalten noch zweifelhaft.

weiter als Beweis der sich hebenden Gebiete an der schwedischen Küste die vorgelagerten zahlreichen Skjären, ja die Umwandlung derselben in waldbedeckte Felsenhügel. Ebenso deuten die große Menge skjärenartiger Inseln, welche einzelne Sunde der Polar-Inselwelt nördlich Amerikas ausfüllen, auf eine Hebung dieses Gebietes.

Beispiele von Landfestwerden einzelner, nahe den Küsten gelegener einstiger Felsinseln, finden wir an der Westküste Italiens bei Piombino, Orbetello und Cap Circello. Der in der Gegenwart durch zwei (eine Lagune einschließende) schmale Isthmen mit dem Festland verbundene 613 M. hohe Monte Argentario, einst eine Küsteninsel, dankt seine Verbindung mit dem Italienischen Festlande nur der Hebung dieser Gebiete. Der gleichen Ursache verdankt Boothia-Felix die Umwandlung in eine Halbinsel. Die an einem schmalen Stiele befestigten Halbinseln der Strecke Panama-Nicoya (Golf), die fingerförmigen Vorsprünge an den Küsten des Rothen Meeres u. a. m. lassen auf eine Hebung der betreffenden Uferstrecken schließen.

Zahlreich findet sich die Erscheinung der Strandsee-Bildung, der Abschnürung von Lagunen und Haffe von der See und der endlichen Umbildung derselben in Trockenland in Folge säculärer Hebungen vor. Wir finden solche Strandseen an den Küsten Süd-Australiens, Süd-Brasiliens, an der Nordafrikanischen Küste (wie bei Tunis), dann an vielen Küsten von Europa, insbesondere in Süd-Frankreich (wo dieselben étangs genannt werden), in Italien an den Küsten Apuliens und der Capitanata, an den Donaumündungen etc. etc.

109. Neben den Veränderungen des Küstensaumes werden auch die Unterläufe der dem Meere zuströmenden Flüsse uns bisweilen Aufschlüsse über das Vorkommen säculärer Hebungen geben. Durch das Aufsteigen der Ufer werden die Flüsse in ihrem Laufe gehemmt werden, und in Folge des verringerten Gefälles Neigung zur Sumpf- und Weiherbildung zeigen, häufig auch einen unbeständigen, umher irrenden Lauf annehmen. In Fällen sehr raschen Aufsteigens des Mündungsgebietes treten sogar dauernde Änderungen in der Richtung der Flüsse ein, indem dieselben genöthigt sind, ein günstigeres Gefälle aufzusuchen. Eine gleiche Erscheinung wird dann stattfinden, wenn die beiden Ufer eines Flusses in entgegengesetzter Bewegung begriffen sind. Derselbe wird gezwungen sein, seine Richtung dahin zu nehmen, wo die Senkung eingetreten ist. In Fällen, wo die gehobene Küstenpartie der Erosion sehr zugänglich ist, oder seitliche Gebirgsketten eine Änderung der Richtung des Flusses nicht gestatten, wird derselbe

sich nach der Küste hin durchwühlen, der entstandene Einschnitt aber als ein Hebungs-Merkmal betrachtet werden können.

Einige auffallende Beispiele in dieser Richtung mögen auch hier ihren Platz finden. So zeigen Flüsse an der Ostküste Central-Amerikas in ihren auffallend gewundenen Lauf das Bestreben, sich ein günstigeres Gefälle zu suchen; so hat sich der Rio Parasmina bereits mit dem Rio Reventazon vereinigt, nachdem ihm die eingetretene Hebung des Bodens zum Aufgeben seiner ursprünglich selbständigen Mündung gezwungen hatte. Eine andere Erscheinung bietet der Fraser, welcher Fluss genöthigt war, sich immer tiefer in das sich hebende Terrain einzuwühlen, um den Ocean erreichen zu können; ähnliches berichtet Haast von einigen Flüssen Neu-Seelands, deren Rinnen je näher der Mündung, desto tiefer eingegraben erscheinen.

Sehr erheblich ist die Zahl der Flüsse, welche in Folge des Aufsteigens der Uferlandschaften, an denen sie münden, versanden. Es ist jedoch, bei den mannigfachen Ursachen, welche eine Versandung zur Folge haben können, nicht die Berechtigung vorhanden, diese Erscheinung stets einer Hebung der betreffenden Küste zuzuschreiben. Das Gleiche gilt von Häfen und Baien, welche im Laufe der Zeit in Folge der Abnahme der Wassertiefe, theilweise oder ganz für die Schiffahrt unbrauchbar geworden sind. So schreibt Peschel die Versandung einiger Häfen Central-Amerikas den Alluvionen der an diesen Küsten mündenden Flüsse zu; so werden die Versandungen im Golfe von Suez theilweise auf Rechnung des vom Winde vertragenen Wüstensandes geschrieben.

Die Versandung der meisten Häfen an den Küsten von Syrien und Palästina wird neben einer eventuellen Hebung nicht nur, und zwar speciell im Süden, den Anspülungen der von der Strömung herangeführten Sedimente des Nils, sondern auch, wie Dr. Hahn an mehreren Stellen seiner wertvollen Schrift „Über das Aufsteigen und Sinken der Küsten“ [1] für den größeren Theil des Orients im allgemeinen bemerkt, der gang und gäben Vernachlässigung der Häfen durch die Anwohner zugeschrieben werden können. Die Hebung der Chinesischen Küste hat einen der mächtigsten Ströme Asiens, den Hoangho, nicht nur zur Veränderung seines Laufes und zum seitlichen Durchbruch gezwungen, sondern auch zufolge gehabt, dass sich dessen Bett bei dem eingetretenen geringeren Gefälle durch vermehrten Absatz der Sinkstoffe erhöht.

---

[1] Vgl. Dr. Hahn „Untersuchungen für das Aufsteigen und Sinken der Küsten“.

110. Zu den Merkmalen für das Aufsteigen der Küsten gehören überdies die Deltabildungen an den Flussmündungen. Schon im vorigen Kapitel wurde bemerkt, dass diese Anschwemmungen, mit Rücksicht auf ihre räumliche Vertheilung, in inniger Beziehung zu den säculären Küstenhebungen stehen. Es bedarf kaum der Ausführung, dass die langsame Hebung des Seebodens an Flussmündungen, der Ablagerung der festen Bestandtheile, welche alle fließenden Gewässer mit sich führen, der Entstehung von Untiefen und Bänken insbesondere an ihren Mündungen, endlich ihrer Vereinigung und Ausbildung zum Delta wesentlich förderlich ist. Dem Gesagten nach werden daher aber auch dort, wo die Küsten im Sinken begriffen sind, deltaartige Anschwemmungen seltener zu finden sein, und wenn solche etwa früher vorhanden waren, durch den Senkungs-Process bald zur Auflösung gelangen, soferne nicht eine reichlichere Zufuhr von Absatz-Producten das Verschwinden derselben aufhält.

Dr. Georg Rudolf Credner hat in seiner wertvollen Abhandlung „Die Deltas“ eine übersichtliche Zusammenstellung der in Hebung begriffenen und deshalb Deltas führenden Küsten veröffentlicht. Aus der großen Zahl der darin aufgenommenen, deltabildenden Flüsse, seien hier einige beispielshalber angeführt, u. z.:

Für die in der Hebung befindlichen Küsten von Ostsibirien: Kolyma, Indigirka, Jana, Lena, — für die Süd- und Westküsten von Kleinasien: Seihun, Dschihan, Gök- Su, Köprü- Su, Menderes, Gedis-Tschai, — für die Küsten des Schwarzen Meeres: Kysyl-Irmak, Jeschyl-Irmak, Rion, Kuban, Don, Dnjepr, Dnjestr, Donau u. a. m. Der Umstand, dass an der vorgenannten, sowie auch an allen anderen von dem genannten Autor aufgeführten, Deltas führenden Küsten, zahlreiche Merkmale für eine dortselbst stattfindende Hebung sprechen, zeigt bis zur Evidenz die große Bedeutung dieser Anschwemmungen für die Erkennung der in Rede stehenden säculären Schwankungen.

111. Als mehr oder minder gewichtige Beweise für das Emporsteigen der Festlands-Ränder lassen sich noch weiter aufführen:

Die Spuren der Meeresthätigkeit oberhalb des höchsten Wasserstandes der Gegenwart, also der höchsten Wellen und der Sturmfluten. Finden sich über dieser Grenze Seetang-Linien, Geschiebe, Rollsteine oder Muschelreste, deren Auftreten nur der Meeresthätigkeit zugeschrieben werden kann, so ist der Schluss auf Hebung des betreffenden Gebietes gestattet. Desgleichen deuten die an vielen Küsten amphitheatralisch, zu förmlichen Küstentreppen ansteigenden alten Uferlinien auf

Hebungen hin, wobei jedoch auf eine Fortdauer der Bewegung im gedachten Sinne nur dann geschlossen werden kann, wenn sich hiefür auch noch andere sichere Kennzeichen finden.

Seethier-Reste über der heutigen Wasserlinie, insbesondere wenn deren Anhäufung massenhaft vorkommt, sie den niederen Classen zugehören und eine künstliche Ansammlung durch Menschenhand nicht leicht angenommen werden kann, lassen Hebungen vermuthen; desgleichen über den Wasserspiegel an die Felsen geheftete oder in menschliche Bauwerke eingebohrte Seemuscheln. Sind die letzteren von besonders frischem Aussehen und gut erhalten, so wird man zunächst eine vorübergehende Senkung — während welcher sich die Thiere ansiedeln konnten — dann aber eine Hebung, und zwar beides in historischer Zeit annehmen können.

Die Fülle des Beobachtungs-Materiales mit Rücksicht auf die eben vorgeführten Hebungsmerkmale ist so bedeutend, dass von einer detaillirten Anführung abgesehen werden muss.

112. Hebungen sind dort mit Sicherheit nachgewiesen, wo Korallenbauten über dem Wasser soweit hervorragen, dass sie nicht dauernd von demselben bespült werden können, insbesondere aber dann, wenn die unter dem Wasser befindlichen Stöcke, welche den abgestorbenen als Basis dienen, noch lebende Exemplare von Korallenthieren aufweisen. Der Erklärungsgrund mag aus dem, in dem vorigen Kapitel dargestellten Lebensbedingungen der Korallen entnommen werden.

Wahrnehmungen dieser Art sind von Wallace und Lesson an der Küste von Neu-Guinea gemacht und hieraus der Schluss gezogen worden, dass die bei Doree 60—90 M. über die Flutlinie aufgefundenen, abgestorbenen Korallen-Riffe ein Hebungsgebiet bezeichnen. Desgleichen fand Rüppel zwischen Tôr und Ras Muhammed im Norden des Rothen Meeres abgestorbene, 9—12 M. über dem Meeresspiegel ragende Korallen, als Zeichen der Hebung dieses Gebietes. Aus gleichen Ursachen war man versucht die Samoa-Inseln, als im Aufsteigen begriffen, zu bezeichnen, obwohl dagegen von competenter Seite Zweifel erhoben wurden. Nach Tuomey und Agassiz soll die Halbinsel Florida zum größten Theil eine recente Korallenbildung sein, jedoch in der Gegenwart, als zwischen zwei Gebieten entgegengesetzter Bewegung (der sinkenden Ostküste der Union und der sich hebenden Gestade des Mexicanischen Golfes) liegend, keinerlei wahrzunehmende Bewegung zeigen.

113. Schlüsse auf Hebungen der Küste lassen sich auch aus Namen von Orten und Terrain-Stellen, welche entfernt von der See, auf eine frühere Lage an den Ufern des Meeres deuten, ziehen. Auch hier empfiehlt sich die sorgfältigste Kritik um Zufälliges von Thatsächlichem unterscheiden zu können. So werden landeinwärts aufgefundene Schiffsreste, Anker, Vertäuungsringe etc. nur bedingungsweise — Bauten und Baureste dann, wenn dieselben ihrem Wesen nach nur an den Meeresufern gestanden haben konnten — größere Oertlichkeiten oder deren Ruinen aber nur, soferne vollkommen beglaubigte historische Nachrichten dafür sprechen, dass sie früher an der See gelegen waren, — als Kennzeichen eines Aufsteigens der Küste betrachtet werden können.

So wird neben anderen Merkmalen einer Hebung der Kleinasiatischen Ostküste, die Lage der Trümmer des alten Ephesus, 2 Km. vom Meere, beim heutigen Orte Ayasluk, mit Rücksicht auf die Angabe Plinius, dass die besagte Stadt vom Meere bespült war, als sicherer Beweis eines Aufsteigens dieses Gebietes angenommen werden können. Zu gleicher Glaubwürdigkeit berechtigen die historischen Erweise für das Landeinwärtsrücken der Stadt Narbonne, welche, gegenwärtig mit der See nur durch einen Canal verbunden, noch im frühen Mittelalter ein wichtiger Hafenplatz gewesen war. Eine ebenfalls ganz sicher festgestellte Thatsache ist die Räumung mehrerer kleiner, in Folge des Aufsteigens der Küste vom Schiffsverkehr abgeschnittenener Städte in Norrland (Schweden) durch die Bewohner derselben und die Verlegung ihrer Wohnsitze näher an das Meer.

Keilhau fand bei seinem Besuch der Halbinsel Spangereid (Südspitze Norwegens) alte Docks 300 Schritte von der See entfernt und nahe 5 M. über dem Wasserspiegel gelegen. Die Vertrauenswürdigkeit des Beobachters, vereint mit dem Umstand, dass solche Bauten Zwecken dienten, welche mit der gegenwärtigen Lage derselben nicht vereinbar sind, gestatten hier mit Recht auf einen Landzuwachs zu schließen.

Örtlichkeiten, welche gegenwärtig noch Benennungen führen, die auf eine frühere Lage an der See deuten, finden sich in Jütland am Liim-Fjord; Vorgebirge, deren Bezeichnung auf einstige Insularität weisen, auf Sumatra; derartige Halbinseln auf Spitzbergen etc. Allerdings haben auch noch andere Merkmale neben dem beregten Fingerzeig zu der Vermuthung geführt, dass an den betreffenden Stellen ein verticales Aufsteigen des Landes stattfinden dürfte.

114. Senkungsmerkmale. Schwieriger als Hebungen werden Senkungen der Küsten nachzuweisen sein. Schon der Umstand, dass die Spuren einstigen Trockenlandes durch die Meeresbedeckung sehr bald den Blicken entzogen werden, macht den Nachweis häufig unmöglich. Dennoch gibt es auch für das Erkennen der gedachten Erscheinung mancherlei Anhaltspunkte und es sollen im Folgenden die Wichtigsten derselben kurz angedeutet werden.

Im allgemeinen kann gesagt werden, dass man bei allen jenen Küsten auf eine Senkung wird schließen können, welche durch Wegspülung oder Überschwemmung durch die See einen Abbruch erleiden. Es werden daher zerrissene Flachküsten sowie rasch ohne Vorlagerungen in die See stürzende Steilküsten des Sinkens verdächtig sein. Bei den ersteren wird sich, gleich wie bei den aufsteigenden Flachküsten gesagt wurde, Neigung zur Bildung von Strandseen und Lagunen zeigen, doch werden dieselben sich nach dem Festlande hin zumeist strahlenförmig ausbreiten, und in ihrem Wesen Zeugnis von dem einbrechenden Meere ablegen.

Strandseen und Lagunen von solchem Charakter findet man an den sinkenden Küsten Norddeutschlands, Westfrankreichs, in den Gegenden des Indus-Delta, nördlich von Zansibar etc.

115. Dass in Auflösung begriffene Deltas auf einen Senkungs-Process der Küste hinweisen, wurde bereits früher erwähnt. Bei vorhergegangenen Hebungen entstandene Deltas werden zunächst ihre der See zugewendete concave Form verlieren, an Umfang allmählig abnehmen und beim weiteren Vorschreiten der Senkung gänzlich verschwinden; die Flussmündung aber wird schließlich eine trichterförmige Gestalt annehmen. Es werden somit Küsten mit derartigen Flussmündungen uns gleichfalls Anhaltspunkte liefern, um auf ein Sinken des Uferlandes schließen zu können.

So finden wir die offenen, trichterförmigen Mündungsbuchten der Eider, Elbe, Weser und Ems an den Küsten Norddeutschlands, deren unzweifelhaftes Sinken durch vielfache andere Anzeichen nachgewiesen erscheint. Ein gleiches kann von den Flüssen an den Atlantischen Küsten der Union, Patagoniens, Nord- und West-Frankreichs, deren Sinken auch anderweitig bestätigt erscheint, gesagt werden. Von den drei größeren Flüssen des sinkenden Dalmatiens erreichen die Kerka und die Cetina das Meer mit deltafreier Mündung, das früher entstandene Delta der Narenta aber sinkt unter dem Meeresspiegel zurück.[1]

[1] Vgl. Credner, wie früher angezogen.

Im Übrigen muss jedoch bemerkt werden, dass Schlüsse auf die verticalen Bewegungen der Küsten, aus den Mündungsformen ihrer Flüsse allein gezogen, nicht wohl berechtigt sind, die Gestalt der Flussmündungen aber immerhin zu den wertvollen Nebenkennzeichen gezählt werden könne.

116. Sind über Wasser ragende, von der See nicht mehr bespülte und daher abgestorbene Korallenstöcke Zeichen für die Hebung ihrer Unterlage, so wird man dort, wo die entgegengesetzte Erscheinung nachgewiesen werden kann, das heißt festsitzende riffbildende Korallen unter der Maximal-Tiefe, in welcher dieselben zu leben im Stande sind, aufgefunden werden, eine Senkung annehmen dürfen.

Aus Damm-Riff- und Atoll-Bildungen allein, auf ein Abwärtsschweben des ihnen zur Basis dienenden Festlandes schließen zu wollen, wäre immerhin gewagt und es empfiehlt sich vor Fällung eines endgültigen Spruches eingehende Untersuchungen zu pflegen.

117. Auch die Küsten-Vegetation kann bei Untersuchungen über säculäre Schwankungen zu Rathe gezogen werden und mancherlei Aufschlüsse geben. Wird durch bestimmte Anzeichen mit Sicherheit constatirt, dass die bestehende Pflanzendecke sich in dem Sinne ändert, dass die Gewächse, welche trockenen Boden brauchen absterben, um Sumpf- und Moorgrund-Pflanzen Platz zu machen, und ist nicht auch eine andere Erklärung zulässig, so wird man auf eine Durchsickerung des Bodens mit Seewasser und auf eine Senkung der betreffenden Küstenstrecke schließen können. Ebenso geben unterseeische Wälder, soferne es erwiesen ist, dass sie nicht in Folge eines Einsturzes auf den Seegrund gelangt sind und sich die Baumreste als in Boden wurzelnd unterscheiden lassen, sowie Torfmoore am Meeresboden, da unterseeische Torfbildungen nicht statthaben können, Zeugnis einer Bewegung im obgedachten Sinne.

Von den soeben angeführten Merkmalen für Bodensenkungen wurden bis nun relativ am häufigsten untergesunkene Waldungen constatirt. Es finden sich solche nach Forchhammer und Maack an der Nordküste von Spanien, nach Delesse an der Westküste von Frankreich. Der letztgenannte Autor erwähnt auch unter dem Meeresspiegel gelangter Torfmoore in der Gegend der Orne-Mündung und untergesunkener Waldpartien an der Ostküste Englands. Die Senkung der Westküste Schleswig-Holsteins wird durch das Vorkommen unterseeischer Wälder und Torfmoore bestätigt, für die gleiche Bewegung sprechen die unter Wasser aufgefundenen Torfmoore an den südlichen Küsten von Schweden. In Amerika finden sich nach Philippi versunkene,

theilweise noch halb grünende Wälder in der Nähe des Chonos Archipels. Reich an unter Wasser gesetzten Bäumen oder Waldbeständen ist die Ostküste der Vereinigten Staaten u. s. w.

Zeichen von Veränderung der Vegetation in Folge des Durchsickerungs-Processes wurden aufgefunden in dem Gebiete von New-Jersey, New-York; in Europa an den Uferlandschaften des Niemen etc.

118. Senkungen werden sich endlich auch dort nachweisen lassen, wo Baulichkeiten, welche dicht an dem Ufer angelegt sind und von welchen ihrer Natur und ihrem Zwecke nach angenommen werden muss, dass sie einst auf trockener Unterlage standen, gegenwärtig vom Wasser bespült werden; desgleichen werden bereits unter dem Wasserniveau befindliche Bauten, Hafenanlagen, Straßenpflaster u. s. w., nach sorgfältiger Kritik der Verhältnisse, Anhaltspunkte für die Annahme der in Rede stehenden Festlands-Bewegung bieten. Es sei hier von dem ziemlich reichhaltigen Materiale speciell jenes hervorgehoben, welches uns an den heimatlichen Gestaden zu Gebote steht, und dessen Sammlung wir zum größeren Theil G. A. v. Klöden zu verdanken haben.

Nordwärts, bei Triest beginnend, finden wir unter der großen Piazza einen alten, zur Ableitung des Wassers bestimmten Gang, welcher in Folge der Bodensenkung nunmehr seinen Dienst versagt; bei Pola tritt das Meer immer näher an die Häuser heran, auch findet sich dort ein römischer Mosaik-Boden, welcher gegenwärtig vom Wasser überspült ist. Fiume besitzt versunkene, einst zum Festmachen der Schiffe verwendete Pfähle, Zara einen unter Wasser gesetzten römischen Begräbnisplatz, Trau, vom Meere überschwemmte alte Stadtreste. Ähnliche Erscheinungen finden sich endlich bei Sebenico, Spalato, Lesina, Ragusa, Lissa bis über Cap Linguetta hinaus und bestätigen die Annahme eines Sinkens der Ostadriatischen Gestade.

Schlüsse auf Hebungen und Senkungen der Küsten auf indirectem Wege.

119. Schlüsse auf Hebungen und Senkungen der Küsten lassen sich auch auf indirectem Wege, d. h. ohne Auffindung der bis nun angegebenen Merkmale, ziehen. Hieher gehören der Vergleich älterer und neuerer Küstenkarten, bei gehöriger Rücksichtnahme auf den Wert derselben, auf die mit der Zeit verbesserten Methoden der Herstellung, auf den Maßstab u. a. m., ferner historische Notizen sowie die Aussagen der Uferbewohner und Seeleute, endlich auch Namen von Orten oder Terrain-Stellen, welche auf eine ehemalige

andere Lage deuten lassen. In allen diesen Fällen empfiehlt sich die sorgfältigste Kritik, um Zufälliges von dem Thatsächlichen unterscheiden zu können.

120. Die sichersten Nachweise über die besagten verticalen Küsten-Schwankungen werden jedoch durch Beobachtungen an eigens zu diesem Zwecke in dem anstehenden Felsen angebrachte Wasserstands-Zeichen, wie solche in Skandinavien bereits bestehen, erzielt werden, wobei die dauerhaften und nicht zu verkennenden Marken, wenn thunlich auf eine längere Reihe von Wasserstands-Beobachtungen hin, anzubringen wären.

Es müsste sich bei genügender Zahl und gleichmäßiger Vertheilung derselben schon nach wenigen Decennien eine ziemlich genaue Kenntnis der besprochenen Vorgänge gewinnen lassen.[1]

121. Es ist wohl kaum nöthig daran zu erinnern, dass die im vorhergegangenen angeführten Kennzeichen für Hebungen und Senkungen der Küsten nur andeutungsweise mit Heranziehung vereinzelnter Beispiele gegeben werden konnten und daher keineswegs erschöpfend sind. Desgleichen wird es genügen, darauf aufmerksam zu machen, dass erst ein richtiges Kriterium und die genaue Abwägung aller obwaltenden Umstände bei derlei Untersuchungen volle Klarheit über das Wesen der fraglichen Erscheinung geben kann, sowie, dass sich selbst aus den beobachteten Merkmalen scheinbar nachgewiesene Hebungs- und Senkungsspuren im Laufe der Zeit und der weiteren Untersuchungen als trügerisch herausstellen können, und denselben oft andere Ursachen, oder selbst Vorgänge entgegengesetzter Art zu Grunde liegen können. Die gemachten Ausführungen sollten nur bezwecken, den gebildeten Seemann, dessen Beruf zu den vielseitigsten Beobachtungen in dieser Richtung Gelegenheit bietet, auf ein Gebiet der Forschung aufmerksam zu machen, welches, wenn sorgfältig gepflegt, seinem Wesen nach von weittragender Bedeutung für die Erdkunde ist.[2]

---

[1] Schon Humboldt beklagt es, dass man versäumt hat, den Expeditionen von Cook und Bougainville den Auftrag zu geben, an allen dazu geeigneten Festlandsküsten der Süd-Hemisphäre Wasserstands-Zeichen anzubringen. (Kosmos, Taschenausgabe, Stuttgart, 1870.) Bd. 1, p. 299. Anmerkung 24 aus Dr. F. G. Hahns Untersuchungen etc. etc. etc.

[2] Neben verschiedenen Special-Arbeiten über einzelne Hebungs- und Senkungsgebiete empfiehlt sich als neueste und wertvolle Zusammenfassung die bereits früher angezogene Arbeit von Dr. F. G. H. Hahn, Untersuchungen über das Aufsteigen und Sinken der Küsten, — Leipzig, 1879 — auf welche dieser ganze Absatz über „säculären Schwankungen" fußt.

Ergebnisse.

122. Die eingehende Betrachtung der Tafel II scheint zweierlei zu ergeben:

1. Dass „Hebungs-Erscheinungen" auf der Erde vorwiegend sind, und
2. dass die Küsten von Europa den meisten Veränderungen unterliegen.

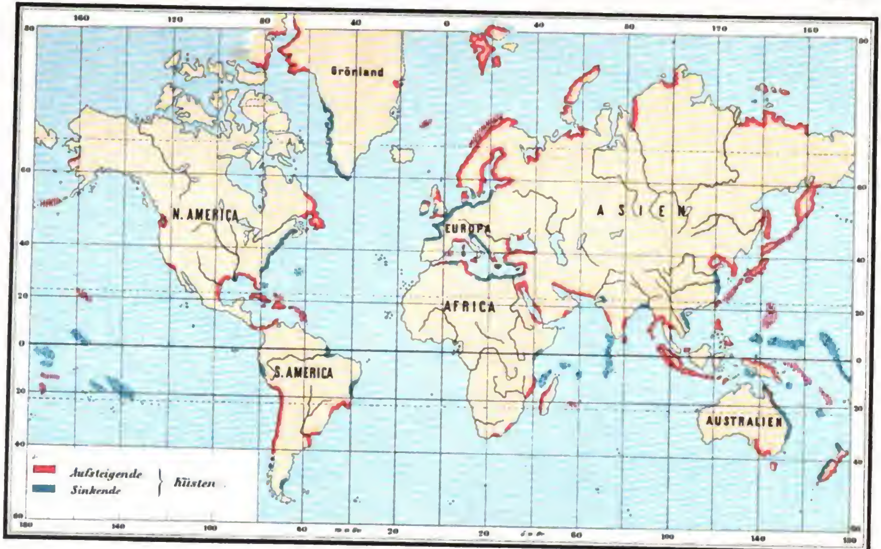
Der natürliche Erklärungsgrund für diese beiden Momente findet sich sehr bald, wenn man bedenkt, dass Hebungen der Küsten über das Meeres-Niveau sich leichter constatiren lassen müssen als Senkungen unter dasselbe, da im ersteren Fall die Spuren der einstigen Meeresbedeckung selbst späteren Beobachtern besser erhalten bleiben, während bei Senkungen die Wahrzeichen durch die eingetretene Wasserbedeckung verwischt werden.

Ebenso wird leicht begreiflich sein, dass an den Küsten Europas aus dem Grunde die Hebungs- und Senkungs-Erscheinungen zahlreicher sind und dieser Welttheil als der unruhigste erscheint, weil gerade dieser Erdtheil gegenüber den anderen schon seit langer Zeit der Controle und Beobachtung unterworfen ist, wir somit ein viel reichhaltigeres Materiale zur Verfügung haben als dies für die anderen Erdtheile der Fall ist.

Soferne wir die Hebungs- und Senkungsgebiete betreff ihrer geographischen Vertheilung ins Auge fassen, lässt sich eine Abhängigkeit derselben von der geographischen Position nicht gut nachweisen, hingegen wird man auf Grund der Thatsachen mit einiger Berechtigung annehmen können, dass tiefe, inselleere oder nur mit Korallenbildungen besetzte Theile der Oceane, zumeist auf Senkungsfelder deuten, während die Mittelmeere, welche zwischen größeren Landmassen eingeschlossen sind, vorwiegend aufsteigende Küsten besitzten. Auch die Beziehungen, welche C. Darwin zwischen den säculären Schwankungen und der vulcanischen Thätigkeit aufgefunden hat, bestätigen sich insoferne, als „sinkenden Gebieten zumeist thätige Vulcane fehlen, während Küsten mit thätigen Vulcanen fast ausnahmslos zu den aufsteigenden gehören." Hiebei muss aber bemerkt werden, dass auch Hebungen an vulcanfreien Küsten mehrfach vorkommen, daher die obigen Sätze nicht umgekehrt werden dürfen.

Eine Abhängigkeit der Hebungen und Senkungen vor der geologischen Zusammensetzung und dem geologischen Alter der Länder hat sich bis nun nicht herausgestellt; als Beispiel möge die der geologischen Gegenwart angehörende und im Sinken begriffene Nordsee-Küste, neben dem aufsteigenden Alluvial-Boden Yukatans; die Hebung Scandi-

Taf. II.



Gebiete secularer Hebung und Senkung.

navieis und die Senkung Grönlands — beides Gebiete alter Formation — dienen.

Wir müssen uns daher zunächst mit den Thatsachen begnügen, dass wohl alle Küsten- und Landgebiete verticalen Veränderungen der besprochenen Art unterworfen waren, sind und es auch in der Zukunft sein werden; dass sich die Gebiete der Hebungen und Senkungen aller Wahrscheinlichkeit nach das Gleichgewicht halten und endlich, dass ein unaufhörlicher Wechsel in der Vertheilung der aufsteigenden und sinkenden Erdräume stattfindet, während die Auffindung jener Gesetze, welche diese Vorgänge bestimmen, der Zukunft überlassen bleiben muss. Die frühere oder spätere Erreichung dieses Zieles hängt aber nicht nur von der wiederholten Vergleichung und Prüfung der schon bekannten Thatsachen, sondern auch von der Bereicherung derselben mit neuem Beobachtungs-Materiale ab.

Bedeutung der Küsten-Formation für die Schiffahrt und die materiellen Interessen des Hinterlandes.

123. In den vorhergegangenen Kapiteln wurden die Küsten mit Rücksicht auf ihre Form betrachtet und der Veränderungen gedacht, welche dieselben im Laufe der Zeiten erlitten haben und noch erleiden. Es ist nun auch des Einflusses zu erwähnen, welchen das morphologische Moment der Küsten auf das von ihnen eingeschlossene Hinterland besitzt. Seitdem die Menschheit sich aus dem Urzustande zur Civilisation emporgearbeitet hat und die See nicht mehr wie einst als trennendes, sondern als völkerbindendes Element betrachtet werden muss, erscheint es nicht nur von außerordentlicher Wichtigkeit, ob ein politisch abgegrenztes Gebiet überhaupt mit der See in directer Verbindung steht oder nicht und ob die Längenausdehnung seiner etwaigen Küsten im günstigen oder ungünstigen Verhältnisse zu seinem Gesammt-Areale steht, sondern es gelangte auch die Beschaffenheit der Meeresränder zur wesentlichen Bedeutung und führte zur Unterscheidung von guten und schlechten Küsten.

Ehe wir jedoch die Bedeutung hervorheben, welche dieselben für das Hinterland besitzen, sei vorerst der Begriff von guten oder schlechten Küsten, insbesondere mit Rücksicht auf den Verkehr genauer präcisirt.[1]

[1] Selbstredend kann hier nur von ganz allgemeinen Gesichtspunkten ausgegangen werden, und muss die eingehende Behandlung des in Rede gezogenen Momentes der Hafen- und Küstenkunde überlassen bleiben.

Als allgemeine Bedingungen für die Bezeichnung „guter Küsten“ können angeführt werden, dass sie:

1. Leichte Zugänglichkeit vom Lande aus besitzen.

2. ein ungehindertes Ansegeln von der See aus gestatten, endlich

3. mit einer genügenden Anzahl guter und sicherer Ankerplätze versehen sind.

In dem Maße nun, als diese Bedingungen theilweise oder ganz fehlen, wird man auch eine Küste als mindergut oder schlecht bezeichnen dürfen.

Mit Rücksicht auf die im vorhergegangenen Kapitel angeführten Typen ist man zur Annahme berechtigt, dass sich die an gute Küsten gestellten Bedingungen häufiger bei Steil- als bei Flachküsten finden werden. Während bei letzteren Sumpf- und Dünenbildung (in der heißen Zone Rhizophoren-Vegetation etc.), dann Strandseen und Lagunen die Zugänglichkeit vom Lande her erschweren, bedingen die meist seichten Küstengewässer, die den flachen Gestaden vorliegenden Bänke, der Mangel an weit sichtbaren Landmarken, die hohe Dünung u. a. m. vielfache Gefahren für das Ansegeln derselben. Außerdem besitzen derlei Küstenbildungen nur wenige und zumeist ungünstig gestaltete seichte Häfen, deren Einfahrten der Versandung und dem Wechsel des Fahrwassers unterworfen und schwer zu passiren sind. Unter solchen Verhältnissen muss die Kunst der mangelhaft ausgestatteten Natur zu Hilfe kommen, wobei den beregten Übelständen trotz allem Aufwande an Geldmitteln oft nur theilweise abgeholfen werden kann.

Im Gegensatze zu den Flachküsten gewähren die Steilküsten häufiger ganz oder größtentheils die geforderten Bedingungen. Die mannigfaltige Configuration der Ränder, mit zahlreichen, weit in die See reichenden Vorsprüngen und Spitzen, die mehr oder minder tief in das Festland einschneidenden Buchten und Ankerplätze bieten den Schiffen in der Regel Schutz gegen die Unbilden des Wetters. In Folge der meist steilen Küsten-Configuration werden die zahlreichen Peilobjecte die Orientirung; das meist tiefe Küstenwasser,[1] der Ausfall von Lagunen,

---

[1] Was die Meerestiefen an den Küsten anbelangt, so wurde zwar bemerkt, dass den Steilküsten zumeist tiefes, den Flachküsten dagegen häufig seichtes Fahrwasser entspricht, doch muss darauf aufmerksam gemacht werden, dass es irrig wäre, ihre Verticalconfiguration unter allen Umständen als Maßstab für die Wassertiefe annehmen zu wollen. Dort, wo die Uferränder sich unmittelbar aus der See zu hohen Berglandschaften entwickeln, wird man wohl mit einiger Sicherheit tiefes Küstenwasser

Strandseen und Bänken das Ansegeln der Küste erleichtern. Allerdings kann dies nicht unbedingt von allen Steilküsten gesagt werden. Wie bei den einzelnen Küstentypen bereits erwähnt wurde, liegen nämlich den Steilküsten nicht selten Riffe, kleinere Inseln, Felspartien und blinde Klippen vor, welche dann das Ansegeln und Einlaufen nicht unwesentlich erschweren, unter gewissen Witterungsverhältnissen sogar unmöglich machen. Überdies können auch örtlich herrschende heftige Landwinde, sowie ein zu tiefer, felsiger Ankergrund selbst sonst von der Natur gut bedachte Häfen unter Umständen gefährlich machen.

Seltener, doch keineswegs ausgeschlossen, ist der Verlauf von Steilküsten sogar ebenso einförmig wie der bei flachen Gestaden. Die wenig oder gar nicht zerrissenen Ränder bieten in diesem Falle nicht nur keinerlei Zufluchtsstätte für die Schiffe, sondern es fordern gewisse Wind-, Strom- und Seegangs-Verhältnisse sogar gebieterisch das Fernbleiben von denselben. Im allgemeinen findet man jedoch die letztberührte Form der Steilküsten weit seltener als die eingangs angeführte.

In dem Verhältnisse nun, als ein Landgebiet mit einer oder der andern der beschriebenen Küsten bedacht ist, nach Maß als die See von mehr oder weniger Punkten des Inneren leichter oder schwerer zu erreichen ist, wird sich ein solches Gebiet in einer mehr oder weniger günstigen Lage befinden, werden dessen Handels- und culturellen Interessen mehr oder weniger gefördert sein, wird sich endlich die Gesammtentwicklung günstiger oder ungünstiger gestalten. Volle Unabhängigkeit in vitaler Beziehung wird übrigens nur jener politische Landescomplex besitzen, welchem der directe Verkehr über See gestattet ist, während eine vollkommene Abschließung vom Meere, mit dem Begriffe materieller Unabhängigkeit moderner Staatengebilde, unvereinbar scheint. Es soll jedoch mit dem Vorhergegangenen nicht gemeint sein, dass die Ausdehnung oder Beschaffenheit einer Küste schon vollauf genügt, um sich ein bestimmtes Urtheil über die culturellen Verhältnisse jenes Volkes zu bilden, welches den dahinter befindlichen Landstrich bewohnt. Es würde diese einseitige Auffassung von der Bedeutung des Küstenwertes häufig zu wesentlich irrigen Schlüssen führen.

---

annehmen können, ebenso wie gewisse Wellengestaltungen an Flachküsten auf seichten Grund schließen lassen, doch kann es nicht als unumstößlich gelten, dass hohen Ufern tiefes, und flachen Gestaden seichtes Küstenwasser entspricht, da in der Natur sich mitunter die umgekehrte Erscheinung zeigt.

Dass der Boden allein nicht den Menschen mache, beweisen uns die reichlichen Beispiele von Volksstämmen, die zu hoher Cultur gelangt sind unter Verhältnissen, welche ihnen nicht günstig waren, und auf einen Boden, den die Natur nur karg bedacht hatte, während anderseits die vortheilhaftesten Land- und Küstenverhältnisse Bewohner, welche der Cultur nicht zugänglich waren, nie zu Culturmenschen umzuschaffen vermochten.

Die Küsten von Syrien und Tunis können gewiss nicht als mustergiltig hingestellt werden, und dennoch gehören die Völker, welche diese Gebiete im Alterthume bewohnten zu den größten Schiffahrts-Nationen aller Zeiten; Ägypten, mit seiner wenig vortheilhaften Küstenbildung, verdanken wir die ältesten Cultur-Vermächtnisse; die holländischen Gestade, dem Meere abgerungen und nur unter schweren Kämpfen gegen die Natur zu behaupten, haben die Seefahrer niemals angezogen und bergen dennoch ein Volk von hoher cultureller Bedeutung. Und anderseits zeigt uns Kleinasien trotz aller Gunst der Natur heute die traurigen Merkmale der Verkümmerung und sind die ersten Entdecker der Union trotz der trefflichen Beschaffenheit von Binnenland und Küste auf keine nennenswerten Zeichen von Cultur gestoßen.

Es mag daher wol bedacht sein, dass die gegebenen örtlichen Verhältnisse auf eine sich im Urzustande befindende Bevölkerung immerhin ihren Einfluss üben mögen, dass dies jedoch bei errungenem höheren Culturzustande keineswegs mehr im gleichen Maße der Fall ist, somit die physikalischen Eigenschaften einzelner Länder verschiedene Entwicklungen ermöglichen, und es vorwiegend an den, diese Länder bewohnenden Völkern liegen wird, ob sie die günstigen Verhältnisse, welche ihnen etwa geboten sind, benützen oder unbenützt lassen, der Ungunst der Natur nachhelfen wollen, oder es vorziehen in träger Gleichgiltigkeit zu verkümmern.

D. Über Küstenentwicklung.

124. Dem wichtigen Einfluss, welchen die Beschaffenheit und Ausdehnung der Küsten auf das von denselben begrenzte Binnenland besitzen, entsprang zum Theile das Bedürfnis, die Küstenausdehnung mit dem Areal des ihr zugehörigen Festlandes in Vergleich zu ziehen und dieses Verhältnis auch in Zahlen zum Ausdrucke zu bringen. Diese Zahlen sollten es dann ermöglichen, einzelne Länder oder Erdtheile in Bezug auf das in Frage stehende Moment unter sich vergleichen zu können. Bestand auch, wie leicht einzusehen, hiebei weder die Absicht noch die Möglichkeit den Küstenwert in allen seinen Beziehungen durch

eine einzige Zahl zu bestimmen, so glaubte man dennoch in Anbetracht, dass bei gleichen Arealen zweier zum Vergleiche kommenden Länder sich zumeist auch dort günstigere Küstenverhältnisse vorfinden, wo die lineare Ausdehnung der Ufer überwiegt, zum wenigsten für dieses gegenseitige Verhältnis geeignete Zahlenwerte finden zu können. Diese Zahlen sollen also nur den Küstenreichthum, diesen aber möglichst genau ausdrücken. In wie weit sie einen Maßstab für die mehr oder weniger günstige Configuration der Länder abzugeben vermögen, hängt von der Betrachtung der übrigen mitwirkenden Umstände ab.

Alexander von Humboldt und Heinrich Berghaus müssen als diejenigen bezeichnet werden, welche der arithmetischen Geographie zuerst allgemeinen Eingang verschafft und es versucht haben, auch durch Zahlen die horizontale und verticale Ausdehnung des Festen und Flüssigen auf unserem Planeten zum Ausdrucke zu bringen. So haben wir die erste und älteste, wenn auch mit Mängeln behaftete und daher mannigfach angefochtene Methode, die Gliederung der wagrechten Umrisse der trockenliegenden Gebiete durch Zahlen anzugeben, Heinrich Berghaus [1] zu verdanken.

Von dem durch Nagel [2] ausgesprochenen Gesichtspunkte ausgehend, dass ein Erdtheil in seiner wagrechten Ausdehnung um so günstiger für die culturelle Entwicklung des Binnenlandes gebildet sein dürfte, je reicher er an größeren und kleineren Meereseinschnitten ist, und umgekehrt seine Gestaltung um so ungünstiger wird, je einfacher sich seine Conturen entwickelt haben, setzte derselbe das gemessene Areal eines Erdtheiles in das Verhältnis zur linearen Ausdehnung der Küste und erhielt so für unsere Continente die folgenden Werte:

Europa	37 : 1
Nord-Amerika	57 : 1
Australien	73 : 1
Südamerika	91 : 1
Asien	105 : 1
Afrika	150 : 1

[1] Vgl. „Versuch einer vergleichenden Morphologie der Meeresräume" von O. Krümmel; Berghaus „Physikalischer Handatlas, Geologie", p. 3 des Textes, so wie Petermanns „Geographische Mittheilungen", 1863 und 1864.

[2] Nagel fügt außerdem noch hinzu, dass eine reiche Gliederung des Festlandes bloß eines der vielen Momente sei, welche auf die größere oder geringere Culturfähigkeit eines Erdtheiles von Einfluss sind, dieses Moment aber aus dem Grunde zu den wichtigeren zähle, weil von ihm mehr oder minder die größere oder geringere Zugänglichkeit des Erdtheiles abhängig ist.

welchen Werten die Bedeutung innewohnt, dass in Folge des besagten Rechnungs-Vorganges, z. B. bei Europa auf 37 g. □-Meilen Fläche 1 g. Längenmeile Küste entfällt, sohin dieser Erdtheil in der angeführten Übersicht als der bestconfigurirte sich herausstellt, die ungünstigste Küstengliederung aber Afrika zufällt.

Sowohl die Methode, nach welcher die eben angeführten Ergebnisse gefunden worden sind, als auch die Ergebnisse selbst, mit Rücksicht auf das Moment, welches dieselben darzustellen hatten, mussten sehr bald als nicht befriedigend erkannt werden. Erstere muss als nicht streng wissenschaftlich bezeichnet werden, weil Flächen mit Linien zum Vergleiche kommen, wodurch Zahlen erhalten werden, welche zwar unter sich vergleichbar, je nach der gewählten Maßeinheit aber der Veränderung unterworfen sind. Anderseits hängen diese Zahlen von den absoluten Dimensionen der verglichenen Länder ab, wodurch ein Moment mitberücksichtigt erscheint, das allerdings bei der Beurtheilung des Küstenreichthums eine Rolle zu spielen hat, welches aber besser getrennt in Rechnung zu ziehen ist.

Es war sonach selbstverständlich, dass man bemüht gewesen, solche Methoden zu ersinnen, welche dem angestrebten Zweck besser zu entsprechen vermochten. So versuchten Nagel,[1] Dr. Ferdinand Bothe

[1] Nagels Methode stützt sich auf die Ansicht, dass, da unter allen geometrischen Figuren die Kreisfläche den geringsten Umfang besitzt, die ungünstigste Configuration eines Erdtheiles, bei welchen ein Minimum der Küstenentwicklung stattfindet, die Kreisform wäre, sonach jeder Erdtheil sich um so günstiger gestaltete, je größer seine wirkliche Küstenlänge im Verhältnis zu dem genannten Minimum, oder dem kleinsten möglichen Küstenumring ist.

Indem er nun den Umfang u eines Festlandes F mit dem Umfang U eines Kreises von gleichem Flächeninhalte vergleicht, erhält derselbe als Gliederungs-Coëfficienten c der wagrechten Umrisse:

$$c = \frac{u}{U} = \frac{u}{2\sqrt{\pi F}}$$

Dieser Gliederungs-Coëfficient bedeutet somit die Länge des wirklichen Umfanges, gemessen nach U als Einheit.

Bei Zugrundelegung der Berghaus'schen Arealziffern wurde nach diesem Vorgange gefunden, dass sich das Verhältnis der kleinstmöglichen Küstenlänge zur wirklichen,

bei Europa	wie	1 : 3·03,
„ Nordamerika	„	1 : 2·89,
„ Asien	„	1 : 2·41,
„ Südamerika	„	1 : 1·69,
„ Australien	„	1 : 1·44,
„ Afrika	„	1 : 1·35

Schumann aus Königsberg,[2] Regierungsrath Steinhauser,[3] von Prondzynski[4] u. a. die Mängel der Berghaus'schen Methode zu beheben, und

---

herausstelle, somit von dem Ergebnisse der früheren Berechnung nicht unwesentlich abweiche.

Dr. F. Bothe ändert die Berghaus'sche Methode wesentlich dadurch, dass er die Flächeninhalte durch die zweiten Wurzeln derselben zu ersetzen empfiehlt, wodurch die gerügte Vergleichung von Flächen mit Linien entfiele. Die Anwendung dieser Methode ergab in der Reihenfolge der Welttheile, mit Rücksicht auf ihre Küstengliederung, die gleichen Resultate wie jene, welche Nagel fand, da im Ausdrucke Nagels $c = \frac{u}{2\sqrt{\pi F}}$ nur der restante Factor $\frac{1}{2\sqrt{\pi}}$ unterdrückt zu werden braucht, um die Bothe'schen Werte zu erhalten.

[2] Schumanns Vorschlag geht dahin, die Küstengliederung als das Verhältnis der Küstenlänge eines Landes zu dem Umfang einer Kreisfläche von gleichem Flächeninhalt aufzulassen und ist daher mit jener Nagels identisch.

[3] Steinhauser beantragt, die Küstenumfänge in Quadrate zu verwandeln, um beim Vergleich der einzelnen Gebiete homogene Verhältniszahlen zu erzielen, welche untereinander anstandslos verglichen werden können. Es ist sonach zu ersehen, dass die vorerwähnten Methoden im Principe auf ein und dasselbe Ziel steuern und nur in wenig wesentlichen Momenten, welche die Annahmen und Berechnungen betreffen, von einander abweichen. Was dieselben thatsächlich erreichen, ist nur die Verminderung des Fehlers, heterogene Größen, wie Flächen und Linien, miteinander vergleichen zu müssen.

[4] Der Standpunkt, von welchem v. Prondzinski ausgeht, sowie dessen Vorgang, die Gliederung der Festländer zum Ausdrucke zu bringen, weicht von jenen der früher genannten drei Autoren einigermaßen ab. Derselbe zieht zunächst den Zweck, welcher zu erreichen angestrebt wird, in den Kreis seiner Betrachtungen. Angaben von Küstenentwicklungen, so schließt derselbe, können doch nur den Zweck haben, darnach zu beurtheilen, ob der Nutzen, den die Bewohner eines Landes aus der See ziehen, im größeren oder geringeren Maße geboten ist, — ob die Entwicklung des Handels und der Schiffahrt mehr oder weniger begünstigt wird, — ob das Land überhaupt einen maritimen Charakter besitzt oder nicht. — Nachdem sich aber diese Verhältnisse schon bei Ländern, welche in der Form ganz ähnlich, in der Größe aber von einander wesentlich verschieden sind, nicht gleich günstig bleiben, wie dies etwa beim Vergleich eines ganzen Welttheiles und einer mäßig großen Insel gleicher Gestalt sich ergäbe, so müsste beim Vergleiche von Ländern verschiedener Gestalt und Größe die günstigere Situation des kleineren gegenüber der des größeren Gebietes wohl berücksichtigt werden.

Die Vergleichszahlen Bothes, Schumanns und Steinhausers berücksichtigen diesen Umstand aber nicht und es mussten, um den angestrebten Zweck zu erreichen, die bei ihren Berechnungen sich ergebenden Quotienten erst durch den Radius des Kreises, dessen Inhalt dem Areale des Landes entspricht, oder aber durch die Seite des dem Flächeninhalte des Landes zukommenden Quadrates dividirt werden.

streng wissenschaftlich vorgehend und für alle Maß-Systeme constante Werte zu erlangen, während G. A. v. Klöden und Dr. Guthe bei Darstellung des Momentes: „Küstenentwicklung der Welttheile“ keine der vorgenannten verbesserten Methoden begünstigten, sondern die Areale der Festlands-Glieder mit den Arealen des Rumpfes, von welchem sie getrennt gedacht wurden, in Vergleich ziehen, wobei allerdings der Umstand in Betracht kommt, dass für den Fall allgemeiner Anwendung dieser Methode, soll dieselbe richtige und vergleichbare Resultate liefern, vor allem volle Übereinstimmung darüber herrschen müsste, wo bei den Areal-Abmessungen die Glieder der Festländer von ihrem Rumpfe abzuschneiden sind, sowie was als Halbinsel zu gelten habe und was nicht.

125. Ein neuester Versuch, möglichst brauchbare und gegenseitig vergleichbare Werte für die Grenzgliederung zu schaffen, rührt von O. Krümmel her. Indem wir den hiebei eingehaltenen Vorgang ausführlicher darlegen, geben wir am Schlusse die von dem genannten Autor berechneten Werte für die Grenzgliederung der Meeresräume und Continente, wie sie auf Basis der bis zum Jahr 1879 reichenden Areals-Bestimmungen für die Oceane und Binnenmeere gefunden worden sind.

Die Methode beruht auf jener Nagels, in welcher der Umfang eines Festlandes mit dem Umfang einer Kreisfläche von demselben

---

Bei diesem Verfahren gelangt man aber zu der Ausdrucksform, welche Berghaus für seine Vergleichszahlen angegeben hat, sonach zu der Methode, welche ob ihrer anhängenden Fehler vermieden werden sollte.

Als Ergebnis dieser Betrachtung wird nun der Vorschlag gemacht, bei ziffermäßigen Darstellungen über Küstenentwicklungen, von den früheren Methoden ganz abzugehen und den Quotienten $\frac{U}{F}$, wo U den Umfang des Landes und F den Flächeninhalt desselben bedeutet, für ein gewähltes beliebiges Gebiet, etwa Europa, gleich 1 zu setzen und die Küstenentwicklung der anderen Welttheile oder Länder hierauf zu beziehen.

Nach Bothe ergäbe sich die folgende Locirung der Welttheile mit Rücksicht auf ihre Gliederung:

Europa	als	1.000	betrachtet,
Nordamerika	„	0.664	„
Australien	„	0·512	„
Südamerika	„	0·394	„
Asien	„	0·354	„
Afrika	„	0.226	„

somit die Reihenfolge, wie sie von Dr. Berghaus angegeben wurde.

Flächeninhalte in Vergleich gezogen wird, mit dem Unterschiede jedoch, dass mit Rücksicht auf die Gestalt der Erde, dort, wo die zu vergleichenden Flächen erhebliche Areale darstellen, statt des Umfanges der ebenen Kreisfläche, jener einer Kugel-Calotte eingeführt erscheint, da streng genommen erst dieser den kleinstmöglichsten Umriss eines geographischen Flächen-Objectes ergibt, Nagels Methode daher zu kleine Werte liefert. Sei die gegebene Fläche $= F$ und der Halbmesser der Erdkugel $= r$, so ist der Umfang der gesuchten Calotte

$$u = 2\sqrt{\pi F\left(1 - \frac{F}{4r^2\pi}\right)} \quad \ldots\ldots \quad 1)$$

oder

$$u = \sqrt{4\pi F\,\frac{O - F}{O}} \quad \ldots\ldots\ldots \quad 2)$$

da $4r^2\pi$ der Erdoberfläche O gleich ist.

Bei Berechnung der folgenden Daten wurde die Erdoberfläche nach Hermann Wagner zu 9,261.240 g. Quadratmeilen angenommen.

In der nachfolgenden Zusammenstellung für die Gliederung der Meeresräume und Continente bedeutet K den Umfang des in Betracht kommenden Land- oder Seegebietes,[1] u den Umring einer Kugel-Calotte von demselben Areale, ε den Wert für die Grenzgliederung, welcher erhalten wird, wenn man untersucht, wie viel Percente des Umfanges K der Ueberschuss desselben über den Umring der Calotte u ausmacht. Dieses Maß wurde für die in Frage stehenden Dimensionen aus dem Grunde gewählt, um eine auffälligere und für didactische Zwecke besser geeignete Ausdrucksweise zu erlangen. Es ergibt sich:

$$\varepsilon = \frac{100}{K}\left(K - u\right) \quad \ldots\ldots \quad 3)$$ [2]

---

[1] Die Werte für die Flächeninhalte der Land- und Seegebiete sind den Angaben Reuschles für erstere, den älteren Berechnungen des eingangs citirten Autors der „Vergleichenden Morphologie der Meeresräume" für letztere entnommen.

[2] Dr. S. Günther schlug kürzlich vor der Figur des Landes, dessen Fläche F sei, die möglichst kleinste Hilfsfigur F_1 zu umschreiben, die gegen außen zu nirgends eine Concavität aufweist. Er definirt sodann die Küstenentwicklung: $K = \mu\,(F_1 - F) : F$; wobei μ ein constanter Zahlenfactor ist. Wäre F selbst durchweg convex gegen außen, so hätte man $F_1 - F = O = K$.

Tabelle der Gliederungen.[1]

	K	u	ε
A) Meeresräume.			
Atlantischer Ocean ohne den Nebenmeeren	7128	3858	45·8
Indischer Ocean ohne den Nebenmeeren	6562	3796	42·0
Südsee ohne den Nebenmeeren	7164	4979	30·6
Nördliches Eismeer	4670	1737	62·8
Australisches Mittelmeer	2780	1339	51·8
Amerikanisches Mittelmeer	1750	1020	41·7
Romanisches „	3530	811	77·0
Baltisches „	865	308	64·4
Rothes Meer	725	318	56·1
Persischer Golf	360	232	35·5
Nord-See	495	352	28·9
Canal und Irische See	650	216	66·7
Golf von St. Lorenz	520	245	54·8
Ostchinesisches Meer	960	529	44·9
Japanisches „	810	477	41·1
Ochotskisches „	1050	573	45·4
Berings- „	1040	715	31·2
Südliches Eismeer	—	—	—
B) Continente (zum Vergleich).			
Europa	4900	1438	72·7
Asien	8400	2951	64·8
Afrika	3500	2510	28·3
Australien	1900	1319	30·6
Nordamerika	6100	2156	64·6
Südamerika	3400	1990	32·6
Ganz Amerika	9500	2876	68·6
Asien, Europa	12000	3210	76·2
Ostcontinent	15500	3925	74·6

[1] Wie bereits im Texte erwähnt, ist diese Tabelle O. Krümmel's mehrangeführten Arbeit „Versuch einer vergleichenden Morphologie etc.“ entnommen.

IV. Abschnitt.

Das Becken des Oceans.

126. Da in dem vorangegangenen Abschnitte die Eigenthümlichkeiten der wechselvollen Umrahmung des Oceans behandelt wurden, so können wir nunmehr in die Tiefe des Oceanbeckens blicken, um den Bau desselben unter dem Wasser-Niveau und den Zustand seines Grundes kennen zu lernen.

A. Die Tiefen der Oceane und deren Boden-Plastik.

(Vgl. Hiezu die Karte auf Taf. *A*.)

Welche Ansichten über die Tiefen der Oceane und über die Plastik des Meeresbodens in früheren Zeiten herrschten, wie sich dieselben nach und nach in dem Maße klärten, in welchem die oceanischen Forschungen häufiger wurden, wie allmählig die bestandenen Zweifel schwanden, und wie endlich an Stelle der Vermuthungen erwiesene Thatsachen traten, wurde bereits in dem einleitenden Abschnitte dieses Werkes auseinandergesetzt. Hier soll daher nur von unseren positiven Kenntnissen über die Tiefen und die Boden-Formation, über das Verhältnis der Höhen zu den Tiefen, und über die Grundbeschaffenheit der Oceane die Rede sein. Hiebei ist jedoch zu beachten, dass die folgende Schilderung der einzelnen Meeresbecken hinsichtlich der Tiefe, Boden-Plastik und Grundbeschaffenheit weder eine gleichmäßige sein, noch ohne Lücken ausfallen kann, weil die verschiedenen oceanischen Gebiete selbst ungleichmäßig, einige auch noch gar nicht durchforscht sind.

127. Um über die Tiefen des Meeres Uebersicht und von der Topographie des Meeresbodens eine richtige Vorstellung zu gewinnen, trägt man auf geographischen Karten die ersteren an jenen Stellen ein, an welchen sie bei der Beobachtung gefunden wurden. Nachdem es aber keineswegs ganz leicht ist, aus den Tiefen-Coten allein sich die Boden-Plastik zusammenhängend klar zu machen, so kommt man dem

Vorstellungsvermögen durch das Einzeichnen von „Linien gleicher Meerestiefen" und durch verschieden dunkle Farbentöne für die einzelnen Tiefengebiete zu Hilfe. Für besondere Stellen werden, wenn es nützlich oder nothwendig erscheint, außerdem noch Tiefen-Profile entworfen. Da diese letzteren jedoch nach der Horizontal- und Tiefenausdehnung — bei der meist stark verjüngten Darstellung — in ungleichem Maßstabe gezeichnet werden müssen, wenn bei den stets bedeutend überwiegenden Horizontal-Dimensionen die Tiefenänderungen zur Geltung kommen sollen, so gehört immerhin einige Ueberlegung dazu, um solche Profile richtig zu beurtheilen.

In der „Weltkarte zur Übersicht der Meerestiefen" auf der Taf. *A* [1] sind einige Tiefen-Coten und Tiefenlinien eingetragen, und

[1] Beim Entwurfe der Tiefenkarte lagen zur Benützung vor: Dr. Petermanns geogr. Mitth. — Stielers Handatlas, 1880. — Annalen der Hydrographie und maritimen Meteorologie. Berlin. — Hydrogr. Nachrichten. — Atlas des Atlantischen Oceans. Herausgegeben von der deutschen Seewarte. Hamburg, 1882. — Die engl. Admiralitätskarten. — Rapp. d. Challeng. Expedt. — W. Thomson. The Challeng. Exp. Atlantic. — Belknap, Deep-Sea Soundings in the North Pacific Ocean. 1874. — Sigsbee. Deep-Sea Sounding etc. 1880. — Tiefenkarten d. Ind. Oceans u. des Austral-Asiat. Mittelmeeres, von O. Krümmel in d. Zeitschr. f. wiss. Geographie. 1881 und 1882. — J. J. Wild. Thalassa. — Prestwich. Philos. Transact. 1875. Vol. 165 etc. — Der Gleichmäßigkeit und des leichteren Vergleiches wegen, so wie um dem gesetzlichen Landesmaß gerecht zu werden, sind die Tiefen und Höhen in Meter angegeben. Hiedurch wurde gleichzeitig mit der Gepflogenheit der Hydrographen des deutschen Reiches eine Übereinstimmung erzielt. Bei der Umrechnung der englischen Faden in Meter wurde 1 Fd. = 1·829 M gesetzt und die Seemeile zu 1852 Meter angenommen. Wiewohl die Linien gleicher Meerestiefe an vielen Stellen bei weitem nicht mit der hinlänglichen Schärfe und Sicherheit gezogen werden konnten, und ungeachtet der Thatsache, dass die fortgesetzten Messungen noch gar manche Verschiebung dieser Linien zur Folge haben werden, so wurde auf dieselben doch nicht verzichtet, weil sie in Verbindung mit den blauen Farbentönen unsere allgemeine Vorstellung über die Boden-Plastik der Oceane übersichtlich zum Ausdrucke bringen. Die „200 Meter, resp. 100 Faden Tiefenlinie" wurde in die Karte erstlich des Maßstabes wegen, dann aber auch deshalb nicht eingetragen, weil sie entschieden nur stellenweise die Bedeutung hat, welche ihr manche Geographen zusprechen. Außer den Tiefenlinien wurden noch einige der benützten Tiefen-Coten in die Karte aufgenommen, um die Depression des Meeres stellenweise ganz bestimmt anzugeben und um auch über die Tiefenverhältnisse der seichteren Meeresgebiete einen Überblick gewinnen zu können. Die Benennungen des submarinen Terrains betreffend, sei Folgendes bemerkt: Nachdem die deutsche Seewarte in Hamburg mit der rationellen Benennung der Tiefengebiete und unterseeischen Erhebungen nach Localitäten im Atlantischen Ocean begann und derselbe Vorgang durch die angekündigten Atlasse auch für den Indischen und Großen Ocean zu erwarten steht, so hielt man es für ziemend, dieser Publication nicht vorzugreifen, weshalb für den Stillen Ocean einstweilen noch die von Dr. Petermann eingeführten Bezeichnungen nach den Namen von Personen oder Schiffen beibehalten wurden.

dem folgenden Texte zwei Tiefen-Profile angefügt. Da es aber trotz unserer in der letzteren Zeit sehr vermehrten Kenntnisse über die Tiefen der Oceane doch noch ausgedehnte Gebiete des Meeres gibt, welche vom Lothe nicht berührt oder nicht ausreichend durchforscht wurden, so halten alle auf unser gegenwärtiges Wissen basirten graphischen Darstellungen des submarinen Terrains die volle Strenge der Kritik nicht aus, weil diese die Rechte, welche hiebei der Fantasie eingeräumt werden, nicht acceptiren kann. Die Karte hat daher vornehmlich nur den Zweck, in allgemeinen Zügen die Tiefenverhältnisse und die Boden-Plastik der Oceane, in so weit uns dieselben gegenwärtig bekannt sind, übersichtlich zu veranschaulichen; sie erhebt auch auf Detail-Darstellungen, sowie auf die Klarlegung des Meeresbodens in der Nähe der Küsten durchaus keinen Anspruch; diese müssen vielmehr Special-Arbeiten und den Seekarten überlassen bleiben. — Die ausgedehnteren Meeresgebiete, für welche die Lothungen noch ganz fehlen, sind zum Theile schon aus der Karte ersichtlich, zum Theile wurden sie auch in dem folgenden Texte besonders hervorgehoben.

Nachdem wir diese Bemerkungen verangeschickt haben, wollen wir den Leser in den Ocean hineinführen und mit ihm eine kleine Wanderung durch die einzelnen Meerestheile vornehmen, wobei mit dem uns in jeder Hinsicht am genauesten bekannten Atlantischen Ocean begonnen, und dann auf die anderen Oceane übergegangen werden soll, welche mit diesem im Norden, Süden, Osten und Westen in einem mehr oder weniger offenen und ausgedehnten Zusammenhange stehen.

I. Der Atlantische Ocean und seine Nebenmeere.

128. Das gesammte Atlantische Becken bildet eine ungeheure, in nordsüdlicher Richtung in der festen Erdrinde eingegrabene, uralte Depression, die im mittleren und südlichen Theile vielleicht seit der Jura-Formation ununterbrochen von den Fluten des Weltmeeres erfüllt ist. [1]

Nach unseren gegenwärtigen Kenntnissen über die Tiefen und die Bodengestaltung dieses Oceans zieht sich in der Richtung von Nord nach Süd, durch die ganze Mitte desselben eine unregelmäßig

---

[1] Dr. F. Toula, Mitth. d. geogr. Gesellsch. Wien, 1875, Nr. 3. — C. W. Thomson The Depths of the Sea etc. London, 1873 p. 228.

gewellte, in der Breitenausdehnung stark wechselnde submarine Erhebung hin, die besonders im äquatorialen Theile durch ihre Richtung und Verengung mit Central-Amerika mancherlei Ähnlichkeit besitzt. Dieser unterseeische Höhenzug führt dort, wo er die Azoren trägt, den Namen: „Azoren-Rücken“ (Dolphin-Rücken), der südwestlich von diesem liegende Theil wurde „Atlantisches Plateau“ getauft und die Verbindung des „Südatlantischen Rückens“ (Challenger Rücken) mit den nördlichen Theilen erfolgt durch den „Äquatorial-Rücken“ (Central- oder Verbindungs-Rücken). [1]

Die Tiefe des unterseeischen Höhenzuges unter dem Meeresspiegel beträgt meistentheils zwischen 2000 und 3700 Meter. An mehreren Stellen reichen jedoch seine Erhebungen in steil aufstrebenden Kegelformen über das Niveau des Meeres empor, denn die wahrscheinlich durch vulcanische Thätigkeit entstandenen Azoren, die St. Paul-Rock's, dann die Inseln im Südatlantischen Ocean: Ascension, [2] St. Helena, Tristan d'Acunha und Gough gehören diesem Höhenzuge an.

Im Norden schließt sich diese axiale Erhebung des Atlantischen Oceans an jenes Plateau an, welches Europa mit Island, und dieses strenge genommen, auch noch mit Grönland verbindet, da die Dänemark-Straße ziemlich seicht ist, indem die größte Tiefe längs eines Profiles im mittleren Theile derselben nur 669 M. beträgt. [3] Im Süden des Atlantischen Oceans hängt die Bodenwelle aller Wahrscheinlichkeit nach mit dem unterseeischen Antarktischen Plateau zusammen, welches den Südpol ganz zu umgeben scheint. [4]

Diese Boden-Formation zeigt, dass wir die größeren und größten Tiefen dieses Oceans nicht in seiner Mitte (Axe), sondern mehr gegen die Ränder zu aufsuchen müssen, wo wir denselben thatsächlich auch begegnen werden.

---

[1] Die Bezeichnungen: Azoren-Rücken, Atlantisches Plateau, Äquatorial-Rücken und Südatlantischer Rücken, so wie auch die Depressionen: Brasilianisches Becken Trinidad-Tiefe, Westindische Tiefe, Capverdisches Becken, Westliche und Östliche Azoren-Rinne, Nordatlantischer Kessel und Labrador-Becken — sind dem von der deutschen Seewarte in Hamburg herausgegebenen Atlasse über den Atlantischen Ocean entnommen.

[2] Über mehrfach beobachtete vulcanische Erscheinungen und Seebeben in der Nähe der St. Pauls-Felsen und bei Ascension siehe: A. Findlay, Sailing Directory for the Ethiopic or South Atlantic Ocean. London, 1855, p. 84 etc. — Notes on the Physic. Geogr. and Meteorol. of the South Atlantic. London, 1862, p. 104 etc.

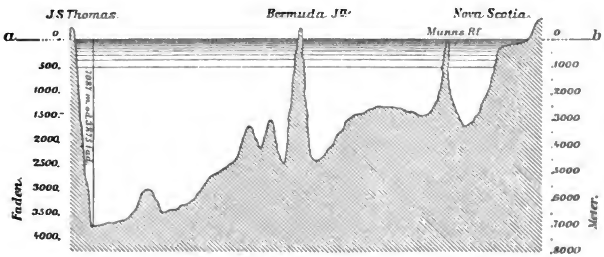
[3] Prof. Mohn in Petermanns geogr. Mitth. Erg. Heft 63. 1879. — Ann. d. Hydr. etc. 1879. V, p. 49 und 97 etc.

[4] Um und südlich von Gough fehlen noch die entscheidenden Lothungen.

Zu beiden Seiten des Atlantischen Rückens ziehen tiefe Einsenkungen fast ununterbrochen durch die ganze Längenausdehnung des Oceans, denn nur die westliche Furche wird durch einen vom Cap Oranje in Südamerika ansgehenden, in nordöstlicher Richtung streichenden, unterseeischen Höhenzug, der zwischen 5 und 8° N. Br. die Central-Atlantische Bodenerhebung erreicht, in zwei gesonderte Becken zerlegt, welche durchschnittliche Tiefen von etwa 5500 M. aufweisen.

Im nördlichen Becken-Theile der westlichen Einsenkung lauft die „Westindische Tiefe“ mit Depressionen von 6000 bis 7000 M. und darüber von den Bermuda-Inseln in südlicher und südöstlicher Richtung gegen die Kleinen Antillen. In circa 37° bis 42° N. Br. haben wir zwischen 35° und 65° W. Lg. den „Nordatlantischen Kessel“, und zwischen dem östlich von diesem etwas anschwellenden Meeresboden

Fig. 48.



und den Azoren-Rücken, die „Westliche Azoren-Rinne“, beide mit Tiefen, welche stellenweise 6000 M. übersteigen. Im Centrum dieses tiefsten Depressions-Gebietes des Atlantischen Oceans befindet sich die Bermudas-Gruppe, welche als der Gipfel eines isolirten, bis über die Meeres-Oberfläche emporragenden unterseeischen Berges zu betrachten ist. [1] Die größten Atlantischen Tiefen fand man zwischen den Antillen und Bermudas, und zwar lothete der „Challenger“ die tiefste Stelle

---

[1] Dr. G. v. Boguslawski in d. Ann. d. Hydr. etc. 1879, V. — 1876, p. 525. — Hydr. Notice Nr. 52. Washingt., 1876. V. St. D. Gettysburg. Comm. C. F. M. Green. — W. Thomson. The Challenger Exp. Atlantic. Lond., 1876.

nördlich der Insel St. Thomas in 19° 41′ N. Br. und 66° 7′ W. Lg. v. Gr. zu 7086 M. (3875 Fd.).

Das vorstehende Tiefen-Profil Fig. 48 stellt einen Vertical-Schnitt von der Antillen-Insel St. Thomas über die Bermudas-Gruppe und das Munns-Riff nach der Halbinsel Nova-Scotia im Westlichen Becken des Nordatlantischen Oceans vor. Nördlich von St. Thomas enthält das Profil die größte im Atlantischen Ocean bisher gemessene Tiefe.

Auch die ganze Westindische Inselkette, welche dieses bedeutendste Depressions-Gebiet des Atlantischen Oceans im Süden und Südwesten begrenzt, liegt selbst wieder zwischen tiefem Wasser, denn östlich und westlich derselben treffen wir auf bedeutende Depressionen. Im Golfe von Mexico wurden nahe an 5000, und im Caraibischen Meere über 5500, ja an einer Stelle selbst 6720 Meter gelothet, und nur bei der Florida-Straße an dem einen, und beim Canal du Serpent (südl. von Trinidad) an dem andern Ende, hängt die Unterlage der Westindischen Inseln, von verhältnismäßig seichtem Wasser überdeckt, mit dem Amerikanischen Continent zusammen.

Das südliche d. i. das „Brasilianische Becken“ der Westatlantischen Einsenkung, welches zwischen der Südamerikanischen Küste und dem submarinen Central-Atlantischen Höhenzuge liegt, zieht in einem flachen, nach Osten gewendeten Bogen um die Insel Trinidad und endet östlich und südöstlich der La Plata-Mündung. Längs der 30. und 38. Breiten-Parallele schieben sich von der Küste aus zwei bedeutende unterseeische Erhebungen ziemlich tief in das Becken ein. — Die im Brasilianischen Becken noch sicher constatirten Depressionen übersteigen 6000 M. (3280 Fd.). Die größte Tiefe in diesem Gebiete, und gleichzeitig die größte bisher im Südatlantischen Ocean sicher gemessene Tiefe überhaupt, wurde zu 6006 M. (3282 Fd.) in 19° 55′ S. Br. und 24° 19′5 W. Lg. in der „Trinidad-Tiefe“ (nordöstlich der gleichnamigen Insel) gefunden. [1]

Die östliche große Einsenkung des Atlantischen Oceans, welche sich, von Norden nach Süden fortschreitend, in die „Östliche Azoren-Rinne“, das „Capverdische Becken“ und das „Westafrikanische Becken“ gliedert, streicht ununterbrochen von Irland bis gegen die Südspitze Afrikas, da die Insel Madeira sammt ihrer unterseeischen

---

[1] Hydrographic Notice Nr. 20, Washingt., 1878. — Annal. d. Hydr. etc. 1878, p. 529.

Verbindung mit Portugal,[1] dann die Canarischen und Capverdischen Inseln keine eigentlichen Unterbrechungen der Tiefenfurche verursachen, sondern vielmehr nur von der Ostseite her in dieselbe eingeschoben erscheinen. Erst nördlich der Insel Tristan da Cunha — zwischen den 30. und 35. Breiten-Parallelen — schließt ein unterseeischer Querriegel — dessen Existenz zuerst aus den Tiefsee-Temperatur-Messungen des „Challenger" erkannt wurde — die größeren Tiefen des Ostatlantischen Beckens ab. Südlich dieser Erhebung senkt sich der Meeresboden neuerdings bis auf mehr als 4000 M. Tiefe; doch ist es noch nicht sicher festgestellt, ob diese Depression einen für sich geschlossenen Kessel bildet, oder aber mit dem Westlichen Becken des Indischen Oceans im Zusammenhange steht.

Diese östliche Tiefenfurche sendet eine erste Abzweigung mit Depressionen von mehr als 4000 M. ziemlich tief in den Golf von Biscaya, und eine zweite, zwischen Madeira und den Canarien, in der Richtung gegen Gibraltar vor. Ein dritter östlicher Ausläufer derselben umgreift die Cap-Verden im Süden und wendet sich zwischen diesen und der Afrikanischen Küste nach Norden. — Im allgemeinen schwanken die größten Tiefen in diesem Östlichen Becken zwischen 5200 und 5800 M. (2843 und 3171 Fd.). Im nördlichen Theile, und zwar im „Capverdischen Becken", wurde als größte zuverlässige Tiefe 5761 M. (3150 Fd.) in 23° 23′ N. Br. und 35° 11′ W. Lg. gefunden.[2] Im südlichen Theile dieser Tiefenfurche, d. i. im „Westafrikanischen Becken", ergaben sich Depressionen von mehr als 5500 Meter. In 24° 24′ S. Br. und 0° 12′ O. Lg. fand man 5167 M. (2825 Fd.), und das amerikanische Kriegsschiff „Essex" lothete in 12°5 S. Br. und 2°5 Ö. Lg. die größte Tiefe zu 5602 M. (3063 Fd.).[3]

Die Westatlantische Furche, welche die größeren Tiefen enthält, läuft sich zunächst zwischen Neu-Fundland und Irland in das sogenannte „Telegraphen-Plateau" nahezu vollständig aus. Hier herrscht im eigentlichen Becken des Oceans die ziemlich gleichmäßige Tiefe

---

[1] Hydr. Notice Nr. 52. Washingt., 1876. (Exp. Gettysburg.) — Annal. d. Hydr. 1877, p. 128.

[2] W. Thomson. Voyage of the Challenger. The Atlantic. I. p. 94. — Die Tiefenkarte in dem von der deutschen Seewarte herausgegebenen Atlasse über den Atlantischen Ocean enthält, westlich der Canarien — in der „Östlichen Azoren-Rinne" — noch ein Tiefengebiet, welches 6000 Meter überschreitet.

[3] Hydrographic Notice. Washingt., 1878. — Annal. d. Hydr. etc. 1878, p. 322.

von circa 3660 M. (2000 Fd.), denn nur an wenigen Stellen trifft man größere als die eben genannten Tiefen. Immerhin reichen diese Einsenkungen östlich der Neu-Fundland-Bank hin, um unsere Tiefenfurche bis in die Davis-Straße hinein verfolgen zu können. Durch das Vordringen Grönlands wird die Einsenkung des Meeresgrundes gespalten. Der eine Theil, das „Labrador-Becken", — zwischen Grönland, Labrador und dem Telegraphen-Plateau — mit mehr als 4000 Meter Tiefe, zieht nach der Davis-Straße, um dort zwischen 60 und 65° N. Br. den Charakter der Tiefsee zu verlieren. Der andere Zweig läuft östlich von Grönland gegen die Dänemark-Straße, in welcher wir nach Überschreitung einer Bodenschwelle von nicht ganz 700 Meter Tiefe auf langsam fallenden Meeresboden der „Nordmeer-Tiefe" zuschreiten.

Der Meeresgrund südöstlich vom Cap Farewell ist ebensowohl in plastischer, wie auch in geognostischer Hinsicht der Hervorhebung wert, da in jüngster Zeit in 56° 1' N. Br. und 34° 42' W. Lg. ,und in 59° 40' N. Br. und 29° 30' W. Lg. zwei unterseeische Berge in Tiefen von 1262 M. (690 Fd.) und 1368 M. (748 Fd.) aufgefunden wurden. [1] Diese beiden, dem Umfange nach nur kleinen, aber steil um etwa 1000 M. aus dem sie umgebenden tieferen Grunde emporsteigenden Erhebungen liegen ganz in der Richtung der vulcanischen Inseln Jan Meyen und Island, und scheinen geringen Alters zu sein. [2] — Eine andere auffallende, aber schon lange bekannte Abwechslung am Atlantischen Meeresboden bildet die ziemlich steil abfallende Einsenkung südlich der Azoren, welche wahrscheinlich auch in Folge vulcanischer Thätigkeit entstanden ist. [3] Westlich des Cap St. Vincent

---

[1] Die erstgenannte Erhebung wurde von der Valourous-Exp. 1875, die zweite dagegen von der Bulldog-Exp. 1860 aufgefunden.

[2] Annal. d. Hydr. etc. 1879, V, und 1876, p. 108. — E. Behms geogr. Jahrbuch 1876. VI. — Vgl. die Tiefenkarte Taf. *A*. — Dr. Wallich hält diese Stelle für das versunkene Bussland. Man sehe d. Ann. d. Hydr. etc. 1881. V, p. 233. — Vgl. hiezu auch: Deutsche Revue. II, 9, 1878, p. 299 etc. und Zeitschrift der Schul-Geographie. III. 1, 1881, p. 25.

[3] Dr. F. Toula. Mitth. d. geogr. Gesellsch. Wien, 1875, Nr. 2, 3, 4. — Vgl. Dr. A. Jilek. Oceanographie. Wien, 1857, p. 179. In der Gruppe der Azoren erhob sich im Anfange des vorigen Jahrhunderts in der Nähe von Terceira eine neu entstandene Insel so hoch, dass sie 30 Meilen weit gesehen werden konnte; schon drei Jahre nachher fand man an ihrer Stelle 80 Faden Tiefe. In der Nähe der Insel St. Miguel entstand im Jahre 1811 die 300 Fuß hohe Insel Sabrina und nach einem halben Jahre war sie verschwunden.

wurde im Jahre 1877 eine Korallen-Bank (Gorringe-Bank) entdeckt, deren seichteste Stelle mit 59 M. (32 Fd.) in 36° 30′ 8″ N. Br. und 11° 35′ 20″ W. Lg. liegt und die aus großen Tiefen rasch emporsteigt.[1] Der Meeresboden scheint hier, wie aus dem Zustande der Korallenstücke zu schließen ist, in verhältnismäßig neuer Zeit heftigen Erschütterungen unterworfen gewesen zu sein. Hierauf weisen auch einige früher vorhanden gewesene, neuerdings aber nicht wieder aufgefundene Untiefen in der Nähe von Cap St. Vincent hin.[2] Die Gorringe-Bank und die schon früher von den Schweden aufgefundene Josephine-Bank, letztere mit der Minimaltiefe von 150 Meter, liegen auf ein und derselben unterseeischen Erhebung, welche die schon erwähnte Verbindung der Portugiesischen Küste mit der Insel Madeira herstellt. Interessant ist ferner die Gestalt des Meeresbodens um St. Helena im Südatlantischen Ocean. Die Insel ist nämlich ganz von einer tiefen, langgestreckten unterseeischen Rinne umgeben, die, wenn das ganze Terrain trocken läge, mit jenen Wassergräben zu vergleichen wäre, welche man um Festungen anzulegen pflegt.

Wenn wir einen Blick auf die Tiefen längs der Continental-Küsten dieses Oceans werfen, so nehmen wir wahr, dass im allgemeinen der Meeresboden an den Afrikanischen und Europäischen Gestaden viel rascher, als an der Amerikanischen Küste nach der Tiefe abfällt. Ausgedehnten seichten Meeresgebieten begegnen wir von Feuerland und den Falklands-Inseln angefangen längs der ganzen Patagonischen und einem bedeutenden Theile der Brasilianischen Ostküste. Desgleichen senkt sich die Nordost-Küste Südamerikas zu beiden Seiten der Mündung des Amazonen-Stromes nur langsam nach der Tiefe Zwischen den Bahama-Inseln und längs der ganzen Ostküste Nordamerikas zieht sich größtentheils ziemlich seichtes Wasser hin, das südöstlich von Neu-Fundland und an der Küste von Labrador eine bedeutende Ausdehnung gewinnt. An der Ostseite des Oceans fällt das Flachmeer besonders auf, welches noch die Britischen Inseln mit einem breiten seichten Saume umfasst, dann aber gegen den Ocean rasche Abstürze nach der Tiefe zeigt.[3]

Die mittlere Tiefe des Nordatlantischen Oceans fand Krümmel zu 3815 M. (2086 Fd.), jene des Südatlantischen Oceans zu

[1] Annal. d. Hydr. 1877, p. 128.

[2] Dr. G. v. Boguslawski. Annal. d. Hydr. etc. 1879, V.

[3] Es ist eine auffallende, aber erwiesene Thatsache, dass die meisten angeführten seichten Meeresgebiete sogenannten Glacial-Küsten vorgelagert sind. Vgl. Dr. F. G. Hahn „Über einige Aufgaben der Tiefsee-Forschung“ in „Ausland“, 1882, Nr. 14 und 16.

3594 M. (1965 Fd.).[1] Die mittlere Tiefe des ganzen Atlantischen Oceans beträgt circa 3700 Meter. (Nach Krümmel 3681 M. oder 2013 Fd.).

a) Über das mehr weniger vom Atlantischen Ocean abgeschlossene Amerikanische Mittelmeer, welches aus dem Caraiben-Meer und aus dem Mexicanischen Golfe besteht, lässt sich Folgendes anführen:

Das Caraiben-Meer wird durch einen unterseeischen Rücken, welcher vom Cap Gracias a Dios auf Honduras über die Rosalind- (Seranilla) und Pedro-Bank nach der Insel Jamaica streicht, in zwei gesonderte Vertiefungen zerlegt. Die südöstliche Einsenkung zieht in Form eines über 3700 M. tiefen und sehr breiten Thales bogenförmig von den Kleinen Antillen zuerst in westlicher und dann in südwestlicher Richtung gegen den Isthmus von Panama. Die britische Admiralitäts-Karte gibt südlich von Jamaica und Portorico Tiefen von 4571 bis 4900 M. (2500 bis 2680 Fd.) an. In die nordwestliche Einsenkung zwischen Cuba, Yucatan, Honduras und Jamaica schiebt sich vom Cap de Cruz auf der Insel Cuba über die Cayman-Inseln eine unterseeische Erhebung bis zur Misteriosa- und Chinchoro-Bank zungenförmig vor. Südlich der zwei genannten Bänke, dann südlich der Cayman-Inseln und zwischen Cuba und Jamaica zieht eine bedeutende Einsenkung mit der „Bartlett-Tiefe" hin, welche im östlichen Theile sehr schmal ist, nach Westen hin sich aber erweitert. Nach den letzten Tiefsee-Forschungen der U. St. Coast and Geodetic Survey auf dem Dampfer „Blake" wurden hier Tiefen von mehr als 5500 M. gefunden. An einer Stelle (20 Seemeilen südlich von Grand Cayman) zeigte das Loth sogar eine Depression von 6270 M., d. i. 3428 Fd. an.[2] Längs der ganzen Nordküste von Haiti, bis nahe der Windwarts-Passage wurde ebenfalls ein schmales, aber über 3700 M. tiefes Depressions-Gebiet constatirt, welches einen gegen Westen vorgeschobenen Zweig des Westatlantischen Beckens bildet. — Geringe Tiefen haben wir längs der Südamerikanischen Küste von Trinidad nach Westen bis zum Golf von Venezuela und längs den Küsten von Mosquito und Honduras zu verzeichnen.

---

[1] Otto Krümmel. Versuch einer vergleichenden Morphologie der Meeresräume. Leipzig, 1879, p. 75. — O. Peschel, welcher zuerst die mittlere Tiefe des Nordatlantischen Oceans berechnete, fand als solche 3800 M. (2078 Faden). Vgl. Ausland, 1868, p. 939.

[2] Nature 1880. Vol. 22, Nr. 589, p. 242. — Dr. A. Petermanns geogr. Mitth. 1881, VIII, p. 310. — Annal. d. Hydr. etc. 1880, X, p. 497. 1881, VIII, p. 395 etc.

Im Golf von Mexico liegt die „Sigsbee-Tiefe„ zwischen 23° bis 25° 30′ N. Br. und 95° bis 84° 30′ W. Lg. mit der Maximal-Depression von 3875 M. (2119 Fd.) in 25° 8′ N. Br. und 87° 18′ W. Lg. Außer dieser größten Tiefe wurden noch 3809 M. an einer Stelle östlich, und 3804 M. an einer zweiten Stelle westlich vom 90. Meridiane gemessen. Westlich von Florida, dann nördlich und nordwestlich von Campeche folgen auf ziemlich ausgedehnte seichte Wassergebiete steile, stufenförmig gelagerte unterseeische Bergzüge, welche gegen die Sigsbee-Tiefe äußerst rasche Abfälle zeigen.

Die Maximal-Tiefe im Yucatan-Canal, welcher das Caraiben-Meer mit dem Mexicanischen Golfe verbindet, beträgt 2130 M. (1164 Fd.), jene in der Florida-Straße, die aus dem Golf in den Ocean führt, 951 M. (520 Fd.). [1]

Das gesammte Amerikanische Mittelmeer hat nach Krümmel eine Mitteltiefe von 1832 Meter oder 1001 Faden.

b) Der ringsum von Fjordküsten umschlossene Golf von St. Lorenz zwischen der Mündung des gleichnamigen Flusses und Neu-Fundland, besitzt eine mittlere Tiefe von 290 M.; seine größten Tiefen, welche der Neu-Fundlands-Küste etwas näher als dem Festlande liegen, übersteigen 550 M. in einer der canalartigen Rinnen, von welchen der Boden durchschnitten ist.

c) Das (Romanische) Mittelmeer mit dem Schwarzen Meere und der Adria. Das Romanische Mittelmeer, in welches wir aus dem Ocean durch die von 950 bis auf 200 M. an Tiefe abnehmende Enge von Gibraltar gelangen, wird durch die 12 bis 450 M. (6—250 Fd.) tiefen Skerki- und Adventure-Bänke zwischen Sicilien und Tunis in zwei deutlich gesonderte Becken zerlegt. Bisher wurden die größeren Tiefen in dem östlichen Becken aufgefunden; allein die Erforschung dieses Meeres ist noch nicht so weit vorgeschritten, um mit Bestimmtheit dieses Becken als das tiefere bezeichnen zu können. In dem westlichen Mittelmeer-Becken, welches selbst wieder aus zwei, durch einen unterseeischen Rücken (zwischen Sardinien und Sicilien) geschiedenen Einsenkungen besteht, fand man Tiefen, die 2500, ja selbst 3000 M. übersteigen.

In dem Meeresgebiete zwischen Spanien und den Inseln Corsica und Sardinien lothete man — circa 40 Seemeilen nordöstlich der

---

[1] Annal. d. Hydr. etc. 1881, VI, p. 296. Vgl. dagegen Dr. A. Petermanns geogr. Mitth. 1877, Taf. 7.

Balearen-Insel Minorca die größte Tiefe mit 3070 M. (1678 Fd.).[1] Von dieser Stelle weiter in der Richtung gegen Toulon, zeigten sich Tiefen von 2200 bis 2400 M. Südlich der Balearen, wo noch Tiefen von 2900 M. (1585 Fd.) vorgefunden wurden, verläuft der Seeboden zuerst ziemlich eben gegen die Nordafrikanische Küste hin, erhebt sich jedoch in nicht zu großer Entfernung von dieser rasch. In 40 bis 50 Seemeilen von der Küste sind durchschnittlich Tiefen von 900 und 800 M. vorhanden.

Gegen Gibraltar hin steigt der Meeresboden nur sehr allmählig auf. Noch in 4°5 W. Lg., also schon nahe der Straße, beträgt die Tiefe 2000 M., und erst von dieser Stelle an vermindern sich, bei noch weiterer Annäherung an die Enge, die Tiefen sehr schnell.

Längs der Ostküste Spaniens und an der Südküste Frankreichs bis in den Golf von Lyon ist die Tiefe des Mittelmeeres nur eine geringe. Die unterseeische Verbindung der Balearen mit dem Spanischen Festlande, meist mehr als 1000 M. tief, fällt ebensowohl nach Norden wie nach Süden steil ab. An der Algerischen Küste bleiben die Tiefen selbst in geringen Abständen vom Ufer auf 2700 bis 2900 M., und auf der Linie Sardinien-Cap Rosa wurde in circa 38° 1' N. Br. und 8°6 O. Lg. eine Tiefe von 3000 M. (1640 Fd.) gefunden. Demnach scheint die tiefste Einsenkung in diesem Meeresabschnitte zwischen den Inseln Minorca und Sardinen und dem Cap Rosa in Afrika zu liegen.[2]

Über die Tiefenverhältnisse um Corsica und Sardinien und im Raume zwischen diesen Inseln und der Italienischen Küste ist noch wenig bekannt. Die größte Tiefe in diesem Becken wird mit 3731 M. (2040 Fd.) ungefähr in der Mitte desselben angegeben.[3]

Böttger sagt: „Während sich demnach Sicilien als eine continentale Insel erweist, ist ganz Corsica und Sardinen von so überaus tiefem Wasser umgeben, dass sie eine ganz pelagische Natur zeigen, und

---

[1] Dr. G. v. Boguslawski. Über einige Ergebnisse der neueren Tiefsee-Forschungen. Annal. d. Hydr. etc. 1879, VII. — Man vgl. Stielers Handatlas. 1880, Nr. 13, 14, 15 und 30.

[2] Vgl. Stielers Handatlas. 1880, Nr. 13, 14 und 15.

[3] Vgl. Stielers Handatlas. 1880, Nr. 15. Auf der Taf. I des von der deutschen Seewarte herausgegebenen Atlasses ist im Ostbecken des Mittelmeeres, zwischen Sicilien und Griechenland, noch eine Tiefenlinie von 4000 M. eingetragen; dagegen ist zwischen Sicilien, Sardinien und Italien die 3000 M.-Linie nicht mehr angegeben. — Die italienische Expedition auf dem „Washington“ lothete zwischen Sardinien und der Italienischen Küste noch 3630 M.

das Mittelmeer ist dabei so bedeutend tiefer, als die Analogie mit ähnlichen Meeren und die Nähe des Landes uns vermuthen lassen, dass man recht wohl den Gedanken fassen kann, dass seine tief eingesunkenen Becken zum Theil durch vulcanische Kräfte gebildet sind." [1]

Im östlichen Mittelmeer-Becken ist die Ausdehnung jener Depression, welche zwei Seemeilen übersteigt, besonders in der Richtung der Länge, eine ziemlich bedeutende. Die größten bisher gemessenen Tiefen betragen 3931 und 3969 M. (2150 und 2170 Fd.), die letztere in 35°5 N. Br. und 18°8 O. Lg. Es hat den Anschein, als ob die Tiefenfurche in diesem Theile des Mittelmeeres sich aus dem Jonischen Meere hervor, an der Südküste von Candia vorüber bis unter Cypern hinzöge. Östlich von Sicilien betragen die Tiefen 2500 bis 3300 M., weiter nach Süden findet man östlich von Malta 3400 bis 3600 M. (1860 bis 1968 Fd.) In circa 35°5 N. Br. nimmt die Tiefe merklich ab und vermindert sich in südwestlicher und westlicher Richtung gegen Tunis und Tripolis hin bedeutend. Von Sicilien nach Osten wachsen die Tiefen bis zu den schon angegebenen größten Depressionen. Von diesen weiter in der Richtung gegen Cypern wurden Tiefen von 2000 bis 3200 M., und zwischen Alexandrien und Candia noch solche von 2250 bis 3350 M. vorgefunden.[2] Zwischen Candia und Santorin wurden Depressionen von 1000 bis nahe an 2000 M. constatirt.

Die Tiefen im Ägäischen Meere nehmen im allgemeinen von Norden nach Süden zu und übersteigen durchschnittlich 500 bis 600 M. Die tiefste Stelle von 1225 M. (670 Fd.) liegt zwischen den Inseln Chios, Samos und Andros. — Die größte Depression in den Dardanellen beträgt 104, jene im Marmara Meere 1344 und die des Bosporus 100 Meter.

Im Schwarzen Meere sind im allgemeinen die westlichen und nördlichen Theile seichter als die übrigen. Die größten gemessenen Tiefen, welche auf der Verbindungslinie Constantinopel-Sebastopol liegen, betragen von 1100 bis 1957 M. (600 bis 1070 Fd.). Vor der Donaumündung und zwischen dieser und der Krim, d. i. das Mündungsgebiet des Dnjester, Bug und Dnjepr, sind nicht mehr als 20 bis 60 M. anzutreffen. Sehr seicht ist auch das Azow'sche Meer,

---

[1] Dr. C. Böttger. Das Mittelmeer. Leipzig, 1859. — In Petermanns geogr. Mitth. 1857, p. 334, sind 600 und 700 Faden Tiefe zwischen Neapel und Sardinien und zwischen Corsica und Genua angegeben.

[2] Dr. G. v. Boguslawski. Ann. d. Hydr. etc. 1879, VII.

denn dasselbe besitzt nur eine Mitteltiefe von 10 M. (5·5 Fd.), während die größte Tiefe 15 M. kaum übersteigt.

Die steilen und zerrissenen Ost- und die flachen und einförmigen West-Küsten der Adria finden unter dem Meeres-Niveau ihre Fortsetzung. Und in der That fällt der Meeresboden im ganzen nördlichen und mittleren Theile des Golfes auf der Istrianischen und Dalmatinischen Seite steil, auf der Italienischen dagegen nur allmählig ab. Im südlichen Theile des Adriatischen Meeres, etwa zwischen 41°—42°5 N. Br. und 17°5—18°5 O. Lg. übersteigen die Depressionen 1000 M. Die tiefste Stelle von 1645 M. wurde in 41° 16·5′ N. Br. und 18° 13′ O. Lg. gefunden. Von hier aus steigt der Boden gegen Süden bis 500 Meter ziemlich rasch auf, um sich alsdann gegen die Straße von Otranto wieder zu senken, in welcher Tiefen über 1000 M. angetroffen wurden.

Von der größten Tiefe nach Norden erhebt sich der Boden sehr langsam und geht endlich am Nordwest-Ende der Adria fast unmerklich aus dem Meeres- in den Festlands-Boden über. Der nördliche seichte Golf und das südliche tiefe Becken lassen sich durch die gebrochene Linie Gargano — Pelagosa — Meleda gut trennen. In das Tiefenbecken schiebt sich südlich von Lagosta eine zungenförmige Erhebung in der Richtung NO—SW ein. In dem seichten nördlichen Theile zieht von Zuri nach Ortona eine über 200 M. tiefe Einsenkung quer durch den Golf.[1]

Als durchschnittliche Tiefe des gesammten Mittelmeeres gibt Krümmel 1339 Meter (729 Fd.) an.[2]

d) „Die Ost-See trägt in Folge des sie von allen Seiten umschließenden Landes weniger den Charakter eines Meeres, als den eines großen Binnensees, der in seiner äußern Form sehr unregelmäßig, durch viele größere und kleinere Ausbuchtungen zergliedert, erscheint. Auch die Verbindung der Ost-See mit dem Atlantischen Ocean ist nur eine indirecte, sie wird vermittelt durch die Nord-See, das Skagerrak und das Kattegat, den Großen und Kleinen Belt und den Sund.“

„Die Ost-See ist von den Europäischen Binnenmeeren das flachste, denn nur an zwei Stellen von geringer Ausdehnung, im Osten und im Nord-Nord-Osten der Insel Gottland, erreicht die Tiefe 245 beziehungs-

---

[1] General- und Curskarte des Adriatischen Meeres. 1878. Vgl. d. Tiefenkarte in d. Mitth. aus d. Gebiete des Seewesens. 1881, VIII und IX etc.

[2] Otto Krümmel. Versuch einer vergleichenden Morphologie etc.

weise 320 M., während sie sonst überall 200 M. nicht übersteigt. In demjenigen Theil der südlichen Ost-See, welcher westlich vom Meridian von Bornholm liegt, erreicht die Tiefe noch nicht 56 M., erst östlich von Bornholm nimmt dieselbe zu, hält sich sehr unregelmäßig zwischen 60—100 M. und erreicht dann weiter im Nordosten 130 bis 150 M. Verschiedene größere und kleinere Bänke bilden Unterbrechungen, deren Bodenbeschaffenheit der Art ist, dass sie dem Seefahrer eine große Hilfe für die Orientirung bietet. Während nämlich auf den Tiefen, welche mehr als 50 M. betragen, in diesem Theile der Ost-See der Boden fast durchgehend aus braunem und grauem weichem Schlick oder hartem Thon besteht, ergaben die Grundproben auf den erwähnten Bänken und bei Annäherung an die flache Küste fast überall feinen, weißen, gelben oder braunen Sand mit kleinen Steinen".[1]

Die mittlere Tiefe der Ost-See beträgt nach Krümmel 67 Meter 36 Fd.).

e) Das Britische Randmeer[2] zwischen Frankreich und England und um die Britanischen Inseln hat eine mittlere Tiefe von 86 Meter (47 Fd). Im Nord-Canal zwischen Irland und Schottland erreicht die Tiefe zwischen Belfast und Port Patrick 183 M. (100 Fd.), nördlich der Bathlin-Insel 244 M. (133 Fd.) und zwischen den südlichen Hebriden und der Coll-Insel ist in der Barra-Passage eine Stelle mit 278 M. (152 Fd.) vorhanden.

f) Wenn wir vom Atlantischen Ocean durch den Englischen Canal, der ein schmales, unterseeisches Thal mit doppelter Rinne bildet, das von West nach Ost aus Tiefen von 112 bis zu solchen von 40 M. aufsteigt, in die Nord-See eintreten, so können wir zunächst hervorheben, dass diese nur die geringe mittlere Tiefe von 89 Meter (48 Fd.), und nur die verhältnismäßig unbedeutende Maximal-Depression von 687 M. 376 Fd.) aufweist. Die ganze Nord-See liegt eben auf jener großen unterseeischen Bank, welche die Englischen Inseln sammt Island mit dem übrigen Europa verbindet, und die das Atlantische Becken vom Nördlichen Polarmeere auf eine natürliche Weise trennt.

Der Meeresboden in der Nord-See steigt ziemlich regelmäßig von Nord nach Süd und Ost auf. Die südlichen und östlichen Küsten sind

---

[1] Segelhandbuch für die Ostsee. I. p. 50. — Dr. G. v. Boguslawski. Annal. d. Hydr. etc. 1879, VI.

[2] Krümmel gibt für das Britische Randmeer gegen SW. die Linie: C. Clear Scilly-Inseln, Quessant als Begrenzung an.

überall von seichtem weniger als 37 M. (20 Fd.) tiefem Wasser umgeben. Der südöstliche Theil besitzt kaum mehr als 55 M. (30 Fd.) Wassertiefe. Nördlich und nordöstlich der fischreichen Dogger-Bank fällt der Meeresboden auch nur sehr allmählig ab und erreicht — mit Ausnahme einer Rinne, welche sich dicht an der Norwegischen Küste hinzieht, im Skager-Rak fortsetzt und dann plötzlich an der Schwedischen Küste endet — nirgends die Tiefe von 183 M. (100 Fd.). In der genannten Rinne aber fand man Tiefen von 500 bis 600 M., und bei Neerstrand am Buken-Fjord wurden sogar 687 M. gelothet. Das so wichtige submarine Plateau, „die Dogger-Bank", ist in der Nähe der Englischen Küste nur 15 bis 16 M. (8--9 Fd.) tief, während es nach Osten allmählig bis auf 31 M. (17 Fd.) hinabsinkt. „Im großen und ganzen ist die Nord-See ein sehr seichtes Meer; ein Bogen Schreibpapier ist im Verhältnis zu seiner Länge und Breite dicker, als die den Nordsee-Grund bedeckende Wasserschicht im Vergleich zur Ausdehnung der Oberfläche." [1]

II. Das Nördliche oder Arktische Eismeer und seine Nebenmeere.

129. Vom Atlantischen Ocean aus, welcher nebst seinen mehr oder weniger abgetrennten Theilen bisher betrachtet wurde, können wir außer durch die Nord-See auch noch durch die Davis- und die Dänemark-Straße, so wie über das große submarine Plateau, welches Island, die Far-Öer und die Shetland-Inseln mit dem Nordwestlichen Europa verbindet, in das Nördliche Polarmeer gelangen.

Die geringen Meerestiefen, welche bisher an den Nordküsten von Amerika und Asien vorgefunden wurden, führen zur Annahme, dass die ausgedehnten Ebenen in den nördlichen Theilen der genannten Continente sich langsam unter das Meeres-Niveau einsenken, denn selbst in großen Abständen vom Ufer zeigte das Senkblei nur geringe Tiefen an. [2]

Die Polarfahrer und Franklin-Sucher fanden zwischen den Inseln im Norden des Amerikanischen Continents — die Baffin-Bai ausgenommen — keine bedeutenden Tiefen vor. [3] Onatzewitsch lothete auf dem Klipper „Wssadnik" 1876 nördlich der Berings-Straße, und Nordenskiöld auf der „Vega" längs der ganzen Sibirischen Küste nur Tiefen von durch-

---

[1] Bericht der Commission zur wissenschaftlichen Untersuchung der deutschen Meere. II, p. 8, Berlin, 1875.

[2] Petermanns geogr. Mitth. 1879, I. — Annal. d. Hydr. etc. 1881. III und V.

[3] Philos. Transact. London, 1875, V, 165.

schnittlich 20 bis 50 M. Von der Berings-Straße nach Norden nimmt die Tiefe sehr langsam, aber continuirlich zu. Kapitän R. M. Berry lothete auf dem „Rodgers" am 19. September 1881 in 73° 44′ N. Br. und 171° 48′ W. Lg., also in der in dieser Gegend größten bisher erreichten Breite 150 M. (82 Fd.).[1] In der Berings-Straße selbst liegen die größeren Tiefen näher an der Asiatischen Küste.[2]

Genauer ist nur jener Theil des Arktischen Eismeeres erforscht, welcher nördlich von Europa zwischen Grönland, Spitzbergen und Nowaja-Semlja liegt und

a) das „Europäische Nordmeer" genannt wird. Eine Reihe von Entdeckungs- und Erforschungs-Expeditionen war schon seit geraumer Zeit bemüht über die oceanographischen Verhältnisse in diesem Gebiete Klarheit zu bringen. Trotz allen Bemühungen bleiben noch manche Lücken auszufüllen,[3] so dass die vollständige geographische und physikalisch-oceanische Erschließung auch da erst die Zukunft bringen muss.[4]

Von der Norwegischen Küste nach Westen außerhalb der Fjorde, fällt der Boden in diesem Meerestheile ziemlich steil ab, so dass man bald auf Tiefen von 2000 und 3000 M. trifft. Die größte Einsenkung im Arktischen Polarmeere weist die „Eis- oder Nordmeer-Tiefe" auf, welche schon in hoher Breite beginnt, zwischen Spitzbergen und Grönland nach Süden streicht und durch die vulcanische Insel Jan Meyen unterbrochen und gespalten wird. Östlich von Jan Meyen findet man über 3000 — an einer Stelle 3667 — und westlich davon noch über 2000 M. Tiefe. In ca. 80° N. Br. zwischen Grönland und Spitzbergen beträgt die Tiefe 4846 M. (2650 Fd.). Auf dem 75. Breiten-Parallel wurde in der Eismeer-Tiefe — zwischen Grönland und der Bären-Insel — eine unterseeische Erhebung von 2195 bis 2378 M. (1200—1300 Fd.) constatirt.[5] Auf dem Breitenkreise vom Südcap in Spitzbergen nach Grönland fand man von Ost nach West Tiefen von 957 bis 3252 M. (523—1686 Fd.). Die letztere in 76° 26′ N. Br. und 0° 29′ O. Lg.

Während außerhalb der West- und Nordküste Spitzbergens der Boden rasch gegen die Eismeer-Tiefe abfällt — etwa 60 Seemeilen von

[1] Petermanns geogr. Mitth. I, 1882, p. 10.

[2] Annal. d. Hydr. etc. 1881, II, p. 67.

[3] Petermanns geogr. Mitth. 1878, I, p. 1 und 400.

[4] E. Behms geogr. Jahrbuch. 1878, VII, p. 496—546. — Petermanns geogr. Mitth. Erg. Heft Nr. 63.

[5] Nature. XVIII, p. 368—425. — Mohn in Peterm. geogr. Mitth. 1880, Erg. Heft Nr. 63.

den Sieben-Inseln nach dem Pol zu erreicht die Tiefe schon über 2500 und ca. 150 Seemeilen von der Westküste in 78°5 N. Br. sogar über 4800 M. — ist auf der Ostseite desselben, so wie um Nowaja-Semlja, relativ nur seichtes Wasser vorhanden, und zwischen der Südspitze von Spitzbergen, dem Franz Josefs-Land, Nowaja-Semlja und dem Nordcap von Europa ist ein Flachmeer constatirt worden, welches Spitzbergen die geographische Zugehörigkeit zu Europa sichert.[1] Die Tiefen in diesem Meeresabschnitte sind nur geringe, sie betragen ca. 200 bis 500 M.

Der unterseeische Grund, auf welchem Spitzbergen ruht, schiebt sich unter dem Meeresspiegel in einem nach Osten gewendeten Bogen bis zu der Bären-Insel vor. Die größte Tiefe auf dieser Strecke beträgt 330 M. (180 Fd.).

Auch zwischen Franz Josefs-Land und Nowaja-Semlja ist eine sanfte Bodenerhebung vorhanden, die in westlicher Richtung vordringt

b) Im Karischen Meere nehmen die Tiefen im allgemeinen nach Norden hin langsam zu. Die tiefste Stelle von 732 M. (400 Fd.) findet sich jedoch östlich der Insel Waigatsch in 70° N. Br.[2] Tiefen von 100 M. und darüber wurden sonst nur an wenigen Stellen gelothet. Im ausgedehnten Maße geringe Tiefen werden im nordöstlichen Theile dieses Meeres, vor den Mündungen des Ob und Jenissei, angetroffen. Die mittlere Tiefe der Kara-See setzt Krümmel zu 100 Meter (55 Fd.) an.

c) Im Weißen Meere wurden noch Tiefen aufgefunden, welche 350 M. übersteigen. Dieselben liegen in der westlichen Einbuchtung zwischen der Halbinsel Kola und Finnland. Die östlichen und südlichen Theile dieses Meeres sind bedeutend seichter. Die Mitteltiefe beträgt 73 Meter (40 Fd.).

d) In der Hudsons-Bai wurden nur geringe Tiefen constatirt. Die englische Admiralitätskarte gibt keine Tiefen, welche 200 M. übersteigen.[3] Auf der Tiefenkarte des Atlantischen Oceans — herausgegeben von der deutschen Seewarte — ist zwar die Tiefenlinie von 200 M. südlich der Insel Southampton noch eingetragen, allein sie umschließt nur ein Gebiet von geringer Ausdehnung.

e) Die Baffin-Bai dagegen weist bedeutend größere Tiefen auf. Der Meeresboden fällt im allgemeinen von Ost nach West bis zu einer

---

[1] Petermanns geogr. Mitth. 1878, p. 346 und 347. — Annal. d. Hydr. etc. 1882, VI. p. 329.

[2] Annal d. Hydr. etc. 1881, II. p. 65.

[3] O. Krümmel nimmt die Mitteltiefe der Hudsons-Bai und Straßen zu 365 M. (200 Faden) an, ein Betrag, der vielleicht zu hoch gegriffen sein dürfte.

Tiefe von 1829 M. ab, und steigt dann etwas steiler an der Westseite empor. Auch der Lancaster-Sund zeigt dort, wo er in die Baffin-Bai einmündet, noch verhältnismäßig bedeutende Tiefen. Die mittlere Tiefe dieser Bai kann ca. auf 750 Meter gesetzt werden.

Krümmel berechnete für das gesammte Nördliche Eismeer eine mittlere Tiefe von 1545 Meter oder 845 Faden.

III. Das Südliche oder Antarktische Eismeer.

130. Über die Tiefen und die Boden-Plastik des Antarktischen Eismeeres, welches den Südpol umgibt und nach Norden zu ebensowohl mit dem Atlantischen und Indischen, als auch mit dem Stillen Ocean im offenen Zusammenhange steht, vermögen wir nur wenig positive Angaben zu ertheilen. Es scheint, dass um den ganzen Südpol eine unterseeische Erhebung vorhanden ist, die mit ihren Ausläufern in die angrenzenden Oceane hineinragt. J. Ross fand während seiner Südpolar-Fahrten nur selten über 915 bis 1097 M. (500—600 Fd.) Tiefe. In 63° 47′ S. Br. und 151° 34′ W. Lg. erreichte das Loth in 3109 M. (1700 Fd.), — in 64° 38′ S. Br. und 173° 10′ O. Lg. in 2853 M. (1560 Fd.), — in 77° 47 S. Br. und 176° 43′ O. Lg. — in 750 M. (410 Fd.) den Grund. Dagegen wurde derselbe in 66° 34′ S. Br. und 156° 22′ W. Lg. — in 70° 39′ S. Br. und 174° 31′ W. Lg. in 1920 M. (1050 Fd.), dann in 68° 32′ S. Br. und 12° 49′ W. Lg. in 7316 M. (4000 Fd.) nicht erreicht. [1]

Nördlich des von Ross entdeckten Victoria-Landes scheint sich eine bedeutendere Depression hinzuziehen, welche auch noch nördlich des Wilkes-Landes ihre Fortsetzung finden dürfte, denn während der „Challenger-Expedition“ wurden nahe dem Südlichen Polarkreise in ca. 80° 0′ O. Lg. zwischen 3000 und 3044 M. (1640—1664 Fd.) gelothet.

Krümmel veranschlagt die mittlere Tiefe des Südlichen Polarmeeres zu 3292 Meter (1800 Fd.), ein Betrag, welchen auch Krümmel selbst als ganz fraglich hinstellt.

IV. Der Indische Ocean und seine Nebenmeere.

131. Viel weniger genau als der Atlantische Ocean ist uns hinsichtlich der Tiefen und der Boden-Formation der Indische Ocean bekannt. In so weit unsere Kenntnisse reichen, lässt sich sagen, dass

---

[1] Sir J. C. Ross. A Voyage of Discovery and Research in the Sothern and antartic Region. London, 1847. — J. Prestwich in: Philos. Transact. London, 1875 Vol. 165.

derselbe im großen und ganzen ein einförmiges Tiefenbecken bildet, welches zumeist schon nahe an den Küsten ziemlich steil nach dem Inneren abfällt, und dann einen mehr gleichmäßigen, jedenfalls weniger wechselvollen Meeresboden zeigt, als die andern Oceane. Dies gilt ganz besonders für den östlichen und nördlichen Theil des Indischen Oceans. Die westlichen Partien zeigen namentlich um Madagascar eine reichere Gliederung des submarinen Terrains.

Etwas ausgedehnteren seichten Küstengebieten begegnen wir bei der Agulhas-Bank am Cap der guten Hoffnung, an der Westküste Vorder-Indiens, an der Ganges-Mündung und im S. von Australien, in der großen Austral-Bai.

Im südlichen Theile dieses Oceans bildet die Fortsetzung des antarktischen, unterseeischen Plateaus die Unterlage der vulcanischen Edward- Crozet- Kerguelen- und Mac-Donald-, so wie der nordöstlich von diesen gelegenen St. Paul und Neu-Amsterdam-Inseln. Die Tiefen auf diesem Plateau betragen durchschnittlich weniger als 3500 M. — Man fand speciell in 36° 48′ S. Br. und 19° 24′ O. Lg. und ebenso in 41° 53′ S. Br. und 71° 55′ O. Lg. 3475 M. (1900 Fd.), und in 65° 42′ S. Br. und 79° 49′ O. Lg. 3044 M. (1675 Fd.) Tiefe auf.

Nordöstlich und nordwestlich von St. Paul und Neu-Amsterdam liegen ziemlich bedeutende Depressionen, die wahrscheinlich in der Äquatorial-Gegend einen Zusammenhang besitzen. Die östliche Depression des Indischen Oceans beginnt schon zwischen Ceylon und Sumatra, zieht von da mit Tiefen von 4000 bis 5000 M. (2187 bis 2734 Fd.) zuerst in südlicher und dann in südöstlicher Richtung nach der zwischen der Insel Timor und Australien liegenden „Schleinitz-Tiefe“ mit den größten im Indischen Ocean bisher gemessenen Tiefen von 5505 und 5523 M. (3010 und 3020 Fd.) in 13° 30′ S. Br. und 118° 29′ O. Lg. und 16° 11′ S. Br. und 117° 32′ O. Lg.[1] Eine Abzweigung des Ostindischen Beckens umrahmt Australien im Westen, Südwesten und Süden und schließt wahrscheinlich mit der „Jeffreys-Tiefe“ westlich des Vandiemen-Landes ab, denn man fand zwischen 36° und 37°5 S. Br. und 91° und 98° O. Lg. 4000 bis 5000, und westlich vom Cap Leeuwin 5276 M. (2885 Fd.) Tiefe. Südlich von Australien lothete der „Challenger“ in 47° 25′ S. Br. und 130° 22′ O. Lg., dann in 42° 42′ S. Br. und 134° 10′ O. Lg. Tiefen von 3932 und 4755 M. (2150 und 2600 Fd.). Da jedoch südlich und südöstlich vom Cap Leeuwin noch ein bedeu-

[1] Annal. d. Hydr. etc. 1875, p. 408.

tendes Gebiet ganz unerforscht ist, so fehlt den dort eingetragenen Tiefenlinien jede positive Grundlage.

Die westliche Depression des Indischen Oceans, welche bisher etwas geringere Tiefen, als die östliche zeigte, streicht bogenförmig um Madagascar und hängt entweder südlich von Afrika mit der Ostatlantischen Rinne zusammen, oder schließt noch im Indischen Ocean ab. Da die entscheidenden Lothungen ausstehen, so lässt sich dieser Zweifel gegenwärtig noch nicht sicher beheben. Zwischen der Insel Reunion und der Südspitze von Madagascar sind Tiefen von 4000 bis 4800 M. (2200 bis 2625 Fd.), und nördlich von Mauritius und östlich von Madagascar solche von 4200 bis 4250 M. vorhanden.[1] Im allgemeinen zeigt sich um Madagascar ein vielfach wechselnder Meeresboden. Die Inseln Reunion und Mauritius ruhen auf derselben submarinen Unterlage, Rodriguez dagegen steigt selbstständig aus großen Tiefen auf. Zwischen Madagascar und Reunion zieht eine bedeutende Depression mit Tiefen von 3500 bis 4000 M. nach Norden, wo sie durch die Angalega-Insel gespalten und durch die submarine Unterlage der Amiranten, Seychellen und die Malha-Bank abgeschlossen wird.[2]

Im Canal von Mozambique wurden noch Tiefen über 2900 M. constatirt. Der Boden fällt von den Comoren-Inseln nach Norden, wo z.B. zwischen der Küste von Sansibar und den Seychellen Tiefen bis zu 4800 M. anzutreffen sind, viel rascher, als nach Süden ab.

Noch keine Lothungen besitzen wir für die Mitte des Indischen Oseans, d. i. ungefähr der Raum zwischen 10 und 30° S. Br. und 65 bis 105° O. Lg.[3]

Die Tiefen- und Bodenverhältnisse in den nördlichen Theilen dieses Oceans wurden uns größtentheils durch die Ergebnisse der

---

[1] Vgl. die englischen Admiralitätskarten. — Annal. d. Hydr. etc. 1880. II Stielers Handatlas. 1880. Nr. 68.

[2] Die Gestalt des Meeresbodens an dieser Stelle, an welcher bekanntlich der nunmehr größtentheils versunkene Continent „Lemuria" sich befunden haben soll, lässt eher auf einen einstmaligen Zusammenhang Madagascars und der nördlich umliegenden Inseln mit Afrika, als an einen solchen mit Ceylon und Vorder-Indien schließen. Die Vertheidiger der letzteren Verbindung suchen ihre Ansicht durch die Flora und Fauna von Madagascar zu begründen.

Vgl. Zeitschrift d. Schul-Geographie. III, 1. 1881, p. 19 etc. — Vgl. auch den III. Abschnitt dieses Werkes über: Vertheilung von Land und Wasser auf der Erdoberfläche.

[3] Zeitschrift f. wissenschaftl. Geographie. Lahr, 1880, II. 3. — Engl. Adm. Karten etc.

Sondirungs-Arbeiten, welche die Legung der submarinen Kabel erforderte, genauer bekannt.

a) Der Bengalische Meerbusen bildet zwischen Ceylon und Malakka ein einfaches Tiefen-Thal mit Depressionen von 3900 bis 4300 M. (2132 bis 2351 Fd.) in der Mitte, und etwa 2100 bis 2500 M. (1148 bis 1367 Fd.) gegen die Ränder zu. Im westlichen Theile des Golfes bei Ceylon fällt der Meeresgrund steil ab. Im Osten erhebt sich der Grund langsam zu einem unterseeischen Bergrücken, welcher seine Gipfel in den Andamanen und Nicobaren über das Wasser sendet. Von hier weiter nach Osten zeigt sich wieder eine kleine Einsenkung bis zum Eingange in die Malakka-Straße, in welcher nur Tiefen von ca. 55 bis 75 M. gefunden werden. [1]

Die westliche Hälfte des Golfes, nordöstlich von Ceylon, ist in größeren Abständen von der Küste noch ganz ohne Lothungen.

b) Das Arabische Meer weist einen sehr gleichmäßigen und ebenen Boden auf. Ebensowohl bei Bombay an der Vorderindischen Küste, als auch auf der Afrikanischen und Arabischen Seite senkt sich der Boden allmählig und bleibt dann in der ganzen Ausdehnung des Busens — durch fast 850 Seemeilen — in einer gleichmäßigen Tiefe, die 4000 M. fast nirgends erreicht, denn erst im Parallel des Cap Comorin wird diese Tiefe überschritten. Die größten Depressionen zeigten sich in 18° N. Br. und 67° O. Lg. zu 3968 M. (2170 Fd.) und in 17° N. Br. und 60°5 O. Lg. zu 3877 M. (2190 Fd.).

Bei Aden steigt der Boden aus 2700 bis auf 900 M. rasch auf, und auch in der Nähe der Straße von Ormus (im Golf von Oman) ist dieselbe Beobachtung gemacht worden, da nicht weit vor der Straße, in ca. 22° N. Br. und 64° O. Lg. noch Tiefen von 3650 M. gefunden werden. [2]

c) Der Persische Golf enthält keine bedeutenden Tiefen, denn die größten unter ihnen erreichen kaum 90 M. Krümmel gibt die mittlere Tiefe desselben mit 37 M. (20 Fd.) an.

d) Das Rothe Meer zeigt einen hügeligen und wellenförmigen Boden. Die größten Tiefen liegen in der Axe dieses Meeres zwischen 22 und 23° N. Br. und übersteigen kaum 1900 M. Die mittlere Tiefe beträgt 444 M. (243 Fd.).

---

[1] Annal. d. Hydr. etc. 1880, II. — Engl. Adm. Karten.

[2] Journal of the Royal geogr. Soc. Vol. XLI. 1871, p. 46 etc. — Ausland, 1871, p. 240.

Die mittlere Tiefe des Indischen Oceans — mit Ausschluss des Rothen Meeres und des Persischen Golfes, jedoch den Arabischen und Bengalischen Meerbusen mitinbegriffen — ist nach Krümmel 3344 Meter (1829 Fd.).

V. Der Große, Stille oder Pacifische Ocean und seine Nebenmeere.

132. Die Ufer des Großen Oceans fallen an den Rändern fast überall rasch nach der Tiefe ab, so dass das eigentliche Becken, für welches Krümmel eine durchschnittliche Tiefe von 3888 M. (2126 Fd.) fand, bis nahe an die Küsten reicht. An der Ostseite von Japan, dann längs der Kurilen und Aleuten wurden mitunter schon in Abständen von 25, respective 100 Seemeilen von der Küste, Tiefen über 3600 und 5400 M. gelothet. An der Südost-Küste von Nipon sank das Loth in 37° 54′ N. Br. und 143° 40′ O. Lg. auf 6267 M. (3427 Fd.) ein, und in 38° 11′ N. Br. und 144° 33′ O. Lg. wurde selbst in 8491 M. (4643 Fd.) der Grund noch nicht erreicht. Eine steile Senkung, schon etwas entfernter von der Küste, fand die „Tuscarora" in 52° 6′ N. Br. und 171° 0′ O. Lg. nahe den Aleuten. An dieser Stelle wurden 7383, und nur 29 Seemeilen vor und nach diesem Orte bloß 4500 M. gelothet. Die ganze Westküste von Amerika zeigt unter dem Wasser-Niveau ebenfalls steile Abfälle. Längs Californien z. B. wurden in 30 bis 50 Seemeilen von der Küste schon über 3658 M. (2000 Fd.) gelothet.[1] Der darauf gegen Westen folgende Grund bleibt dann ziemlich gleichmäßig und eben bis in die Nähe der Sandwich-Inseln, vor welchen ein Depressions-Gebiet von nahe an 5500 M. Tiefe liegt. Näher an den Inseln beginnt der Boden wieder in steilen Böschungen sich zu erheben. Derselbe rasche Abfall wie an der Californischen Küste wurde auch an der Küste von Central-Amerika beobachtet, und ganz ähnliche Verhältnisse herrschen längs der Südamerikanischen Küste, wo z. B. G. E. Belknap auf dem V. St. S. „Alaska" in 12° 32′ S. Br. und 78° 45′ W. Lg., also ganz nahe der Peruanischen Küste eine Depression von 5227 M. (2858 Fd.), dann in 11° 51′ S. Br. und 78° 54′ W. Lg., somit etwa nur 86 Seemeilen von der Küste, sogar eine solche von 6159 M. (3368 Fd.), d. i. die größte im Südpacifischen Ocean bisher sicher constatirte Tiefe fand.[2] In ca. 8 Seemeilen von Valparaiso

[1] Annal. d. Hydr. etc. 1877, p. 69—75, 1878, p. 319—321, 1879, p. 185.

[2] Hydrographic Notice, Wash., 1881, Nr. 71 und 1882, Nr. 3. — Annal. d. Hydr. etc. 1882, II, p. 116 etc. und 1882, III, p. 195.

wurden schon früher ebenfalls Tiefen von mehr als 3000 M. aufgefunden.[1]

Was nun das Gesammtbecken des Pacifischen Oceans betrifft, so ist uns in der Äquatorial-Gegend — die Küstengebiete abgerechnet — fast die ganze westliche Hälfte hinsichtlich der Tiefen, der Bodengestaltung und der sonstigen physisch-oceanischen Verhältnisse, noch völlig unbekannt. Über die anderen Theile dieses Oceans sind wir seit kurzer Zeit etwas besser unterrichtet.

Hinsichtlich der Modellirung des Meeresbodens lässt sich etwa folgende Hauptcharakteristik anführen: Der nördliche und nordwestliche Theil des Pacific zeigt eine einfache Boden-Gliederung in großen Massen. Das südöstliche Gebiet dieses Oceans, mit wenig namhaften Erhebungen und Einsenkungen, zeigte sich bisher besonders einförmig; im südwestlichen Theile dagegen wurde ein mannigfaltig wechselndes, submarines Terrain constatirt. — Wenn wir nun näher auf die Formen des Bodens eingehen, so begegnen wir im Nordpacifischen Ocean zunächst einer langgestreckten unterseeischen Bodenerhebung, welche nicht nur die Unterlage der Sandwich- oder Hawaii-, so wie der west-nordwestlich von diesen liegenden Inseln, sondern wahrscheinlich auch noch jene der Ganges-Insel bildet, die ganz im westlichen Theile des Oceans liegt. Eine breite Einsenkung von mehr als 5500 M. Tiefe umschließt diese Bodenwelle von drei Seiten. Das genannte Becken — die „Tuscarora-Tiefe“ — beginnt nordöstlich von Hawaii, reicht bis unter Aliaska und die Aleuten, streicht mit dem äußern Rande ganz nahe an den Kurilen, dann längs der Ostküste von Jesso und Nipon vorüber und wendet sich zwischen den Bonin-Inseln und der Ganges-Insel in einem Bogen gegen den Wendekreis des Krebses. Von hier aus erfolgt eine langsame Abbiegung in östlicher und südöstlicher Richtung, bis nahe dem 150. Grade westlicher Länge mit der mehr als 5700 M. tiefen „Belknap-Tiefe“ fast der Äquator erreicht wird. Auf der Strecke von den Bonin-Inseln bis unter Hawaii wird diese Furche von mehreren (sieben) getrennten unterseeischen Erhebungen, deren Kuppen 2000 bis 3000 M. (1093 bis 1640 Fd.) unter dem Meeresspiegel liegen, unterbrochen.

Eine andere unterseeische Bodenerhebung, gleichsam eine submarine Fortsetzung der Südost-Küste Nipons beim Cap Nosima, bildet im weiteren Verlaufe die Unterlage der Bonin-Gruppe, der Ladronen-Kette, der westlichen Carolinen und endet erst an der Nordküste Neu-

[1] E. Behms geogr. Jahrb. VII. 1878, p. 530. — Vgl. Petermanns geogr. Mitth. 1877, p. 125 und Taf. 7.

Guineas bei den Admiralitäts-Inseln.[1] Das ausgedehnte, westlich von den Ladronen liegende Becken hat über 3600, ja an einer Stelle sogar über 8300 M. Tiefe. Die Depressionen des östlich von den Ladronen liegenden Beckens sind erst nachzuweisen. Auch die Phönix-Inseln sind von mehr als 5500 M. tiefen Wasser fast ganz umrahmt, denn südöstlich und südlich derselben breitet sich die „Miller-Tiefe“ aus, während südwestlich die „Hilgard-Tiefe“ mit Depressionen von mehr als 6000 M. hinzieht.

Im westlichen und südwestlichen Theile des Stillen Oceans begegnen wir der vielen Inseln und Inselgruppen wegen einem stark wechselnden Meeresboden, jedoch mit Einsenkungen, welche den bisher angeführten an Tiefe nachstehen. Von diesen mögen: die „Thomson-Tiefe“ zwischen Neu-Seeland und Australien, die „Gazelle-Tiefe“ zwischen Neu-Seeland, den Kermadek-Inseln und Neu-Caledonien, die „Carpenter-Tiefe“ zwischen Neu-Guinea, den Salomons-Inseln, den Neu-Hebriden und Neu-Caledonien, die „Patterson-Tiefe“ im Nordwesten von Australien und die „Nares-Tiefe“ zwischen Neu-Guinea, den Palau-Inseln und der Carolinen-Gruppe, alle mit Tiefen von mehr als 4000 M., hervorgehoben werden.

Von den ausgedehnten submarinen Erhebungen in diesem Oceangebiete fallen, wie ein Blick auf die Karte zeigt, die Unterlagen der Marschall-, Gilbert-, Elise-, Samoa- und der Carolinen-Inseln, sowie der submarine Zusammenhang Neu-Seelands mit Nordwest-Australien, und jener der Neu-Hebriden-, Salomons-, Neu-Britania- und der Admiralitäts-Inseln mit Neu-Guinea auf.

Im südlichen Theile dieses Oceans ist um den 40. Parallel eine isolirte und eine zweite, mit der Patagonischen Küste zusammenhängende Bank, jede von weniger als 3700 M. Tiefe aufgefunden worden. Nördlich davon erschloss das britische Vermessungsschiff „Alert“ in den Jahren 1879 und 1880 die Tiefen um den 20. Parallel südlicher Breite zwischen

---

[1] Aus den Temperatur-Messungen des „Challenger“ geht hervor, dass der westliche Theil des nördlichen Stillen Oceans von Neu-Guinea über die Admiralitäts- die Carolinen- Ladronen- Bonin-Inseln bis Japan, in einer Tiefe von 2377 bis 2743 M. gegen den offenen Ocean abgeschlossen ist. Demnach ist die „Challenger-Tiefe“, welche Petermann in seinen geogr. Mitth. auf Tafel 7 darstellte, durchbrochen und sind für den östlichen Theil derselben die Depressionen erst aufzufinden. Die Bezeichnung „Challenger-Tiefe“ kommt deshalb strenge genommen nur dem über 8000 M. tiefen Gebiete von verhältnismäßig geringer Ausdehnung südwestlich der Ladronen zu. — Raport of H. M. S. Challenger Nr. 6. — Annal. d. Hydr. etc. 1876, p. 463 etc.

75° 28′ und 165° 25′ W. Lg., so wie zwischen den Inseln Felix-Ambrose und Fernandez-Masafuera und der Südamerikanischen Küste.[1]

Hiedurch wurde im Stillen Ocean eine neue, bisher unbekannte Bodenerhebung constatirt, die eine Tiefenabnahme von dem zwischen den 40. und 50. Breitenparallelen durchforschten Gebiete gegen den Äquator hin wahrscheinlich erscheinen lässt. Ob und in welcher Tiefe diese Bodenerhebung mit den zwei südlich davon gelegenen, vorhin erwähnten Bänken im Zusammenhange steht, kann gegenwärtig noch nicht entschieden werden, weshalb die drei Erhebungen in der Tiefen-Karte als getrennt dargestellt wurden. Die Lothungen des „Alert" haben ferner dargethan, dass die zwei Inselpaare Felix-Ambrose und Fernandez-Masafuera in keinem unterseeischen Zusammenhange stehen, sondern auf selbstständigen Postamenten aus großen Tiefen aufsteigen und über das Wasser ragen.

In der Nähe der Vancouver-Insel fand die „Tuscarora" zwei steil aufragende unterseeische Berge. Der eine liegt mit seinem Gipfel 1842 M. (1007 Fd.), der zweite 1821 M. (996 Fd.) unter dem Niveau des Meeres in 49° 46′ N. Br. und 129° 27′ W. Lg., respective 41° 30′ N. Br. und 127° 11′ W. Lg.[2] Die diese Erhebungen umgebenden Tiefen betragen ca. 2600 bis 3100 M. Da wir uns hier in einem ausgesprochen vulcanischen Terrain befinden, ist es wahrscheinlich, dass diese Erhebungen alte Vulcan-Ruinen sind. Südwestlich von dieser Gegend und westlich von S. Francisco wurde 1881 durch den Commander Philip auf dem V. St. S. „Ranger" nach den Reed- oder Falmouth-Rocks geforscht, welche bisher in ca. 37° 25′ N. Br. und 137° 29′ W. Lg. in den Karten eingetragen wurden. Eine große Zahl von Lothungen in der bezeichneten Gegend hat ergeben, dass die genannten Rocks — wenigstens an der bisher angegebenen Stelle — nicht existiren, denn die dort constatirten Tiefen überschreiten meistens 5000 M. Die größte Tiefe fand Philip in 36° 50′ N. Br. und 137° 14′ W. Lg. zu 5677 M. (3115 Fd.).[3] Durch diese Sondirung wird es wahrscheinlich, dass sich die „Tuscarora-Tiefe" noch etwas weiter nach Osten erstreckt, als man bisher anzunehmen pflegte.[4]

Besonders charakteristische submarine Becken sind im westlichen Theile des südlichen und mittleren Stillen Oceans und im Australischen

[1] Hydr. Notic. London, 1881. Nr. 13. — Annal. d. Hydr. etc. 1881, VIII. p. 449.

[2] G. E. Belknap. Deep-Sea Sounding in the North Pacific Ocean. Wash., 1874, p. 21 und 34.

[3] Hydr. Notice. Wash., 1881, Nr. 73. — Annal. d. Hydr. etc. 1882, II.

[4] In der „Tiefenkarte" konnten diese Ergebnisse leider keine Berücksichtigung mehr finden, da uns die Angaben hierüber zu spät in die Hand kamen.

oder Austral-Asiatischen Mittelmeere vorhanden. Dieselben sind durch in sich geschlossene unterseeische Bergrücken eingefasste kesselförmige Vertiefungen, in welchen das Wasser nur bis zu bestimmten Tiefen mit dem Ocean frei communiciren kann.

Hieher gehören: Der westliche Theil des Stillen Oceans von den Admiralitäts-Inseln bis Japan, welcher in einer Tiefe von ca. 2375 bis 2750 M. von dem offenen Ocean durch einen unterseeischen Bergrücken abgeschnitten ist. Die größte in diesem Becken gelothete Tiefe beträgt 8368 M. (4575 Fd.). Eine zweite solche Einsenkung bildet das Korallen-Meer (Melanesian-See) zwischen Australien, Neu-Guinea, den Salomons-Inseln, Neu-Hebriden und Neu-Caledonien mit der größten Depression von 4850 M. (2650 Fd.) in der Carpenter-Tiefe.

a) Ferner gehören hieher die folgenden Theile des Australischen Mittelmeeres: Die Banda-See zwischen Ceram, Amboina, den Arru-Inseln, Timor und Celebes mit Tiefen von 5120 bis 7316 M. (2800 bis 4000 Fd.)[1], dann die Celebes-See mit der größten Tiefe von 4755 M. (2600 Fd.), die Sulu- oder Mindoro-See zwischen Borneo, Mindanao und dem Sulu-Archipel mit einer Tiefe von 4664 M. (2550 Fd.). — Die Verbindungslinie von Canton nach der Halbinsel Coburg in Australien führt durch die größten Einsenkungen der China- Sulu- Celebes- und Banda-See hindurch.

Neben den bedeutenden Depressionen in diesen Meeresgebieten fallen die seichten, nirgends 200 M. Tiefe erreichenden Verbindungen zwischen dem Asiatischen Festlande (Cochinchina, Malakka) mit Sumatra, Java und Borneo einerseits, so wie jene zwischen dem nördlichen Theile Australiens (zwischen der Torres-Straße und den Arru-Inseln) mit Neu-Guinea auf. Der Schluss liegt nahe, dass einstmals die erstgenannten Inseln mit Asien, die letztere aber mit Australien sich in trockenem Zusammenhange befanden.[2]

b) Auch die China-See oder das Chinesische Meer ist in einer Tiefe von 1483 bis 1646 M. (800 bis 900 Fd.) durch einen unterseeischen Bodenwall gegen den Ocean abgesperrt.[3] Im Südchinesischen Meere wurden zwischen der Nordspitze von Borneo und Saigon Tiefen über 1900, und zwischen der Insel Hainan und der Philippinen-Insel

---

[1] Die größere Tiefe von 4000 Faden ist das Resultat einer älteren Messung und somit nicht so verlässlich als die andere.

[2] Vgl. Zeitschrift für wissenschaftliche Geographie. Lahr, 1882. Bd. III, 1.

[3] Dr. G. v. Boguslawski in d. Annal. d. Hydr. 1879, V.

Luzon sogar solche über 3000 M. gelothet. Das Ostchinesische Meer scheint (nach den englischen Admiralitätskarten) nur geringe Tiefen zu besitzen, denn im nördlichen Theile finden wir nicht viel über 100, im östlichen Theile noch nicht 300 M. Wassertiefe.

c) In der Japan-See oder dem Japanesischen Meere wurden im mittleren Theile Tiefen von 2030 und 3052 M. (1110 bis 1669 Fd.) in 39° 7′ N. Br. und 135° 30′ O. Lg., respective in 38° 39′ N. Br. und 134° 53′ O. Lg. aufgedeckt.[1] Nach Norden hin vermindern sich jedoch die Tiefen rasch und der Tatarische Busen ist schon sehr seicht.

d) Ziemlich flach zeigte sich bisher der ausgedehnte Ochotskische Busen[2], besonders in seinen ganzen nördlichen und mittleren Theilen.

e) Im Berings-Meer, in welchem die nördlichen Gebiete im Vergleiche zu den südlichen sehr seicht sind, wurden von der „Tuscarora" in der Nähe der Aleuten Tiefen constatirt, welche 3000 M. übersteigen.

Die Tiefenverhältnisse des Chinesischen, Japanesischen, dann des Ochotskischen und Berings-Meeres sind im allgemeinen und im Vergleiche zu anderen ähnlich gelegenen Meeresgebieten noch wenig aufgeklärt.

Die mittleren Tiefen für das Australische Mittel- Berings- Japanische und Ostchinesische Meer betragen nach Krümmel: 891, 1000, 2200, 121 Meter (487, 550, 1200 und 66 Fd.).

f) Im Golfe von Californien, welcher ein schmales und langgestrecktes submarines Thal bildet, steigt der Meeresboden von Süden nach Norden allmählig auf. Vor dem Eingange in den Golf erreichen die Tiefen noch 3700 M., in der Mitte desselben sind sie bereits auf ca. 1800 M. herabgesunken und weiter nach Norden zu vermindern sie sich noch rascher. Die größte, im Golfe selbst bisher constatirte Tiefe betrug 2798 M. (1530 Fd.) in 24° 28′ N. Br. und 109° 15′ 30″ W. Lg.[3]

133. Über die Gewinnung der Mitteltiefe im Hauptbecken des Pacifischen Oceans sei Folgendes erwähnt:

Die ersten Durchschnitts-Tiefen des Stillen Oceans wurden aus dem Verhalten der Wellen berechnet, welche die Erd- und Seebeben

---

[1] Annal. d. Hydr. etc. 1880, I, p. 58.

[2] Aus den engl. Adm. Karten sind nur wenige und keine bedeutenden Tiefen zu entnehmen. Auch Horner fand seiner Zeit nur geringe Tiefe auf, Krümmel dagegen gibt als mittlere Tiefe 1260 M. (690 Faden) an.

[3] Hydr. Notice. Wash., 1881, Nr. 73. — Ann. d. Hydr. etc. 1882, II.

bei Simoda (1854), bei Arica (1868) und bei Iquique (1877) erzeugten. Die darauf hin von einzelnen Geographen für verschiedene Richtungen berechneten Beträge der mittleren Tiefen liegen zwischen 5271 und 2407 M. (2382 und 1316 Fd.).[1]

Man fand:

Zwischen Japan und	San Francisco	2140 Fd.	(3914 M.)
„ „ „	„ Diego	2033 „	(3718 „)
zwischen Arica „	der Chatham-Insel . . .	1610 „	(2945 „)
„ „ „	Lyttelton (Neu-Seeland)	1418 „	(2594 „)
„ „ „	Newcastle (Ostk. v. Aust.)	1316 „	(2407 „)
„ „ „	Honolulu	2329 „	(4260 „)
zwischen Arica „	der Chatham-Insel . . .	1912 „	(3497 „)
„ „ „	Lyttelton	1473 „	(2694 „)
„ „ „	Rapa	1933 „	(3535 „)
„ „ „	Newcastle	1501 „	(2745 „)
„ „ „	Apia	1891 „	(3559 „)
„ „ „	Honolulu	2882 „	(5271 „)
zwischen Iquique „	Hilo (Hawaii)	2325 „	(4252 „)
„ „ „	Honolulu	2220 „	(4060 „)
„ „ „	Apia (Samoa-Insel) . . .	2225 „	(4070 „)
„ „ „	Wellington (Neu-Seeland)	1424 „	(2604 „)
„ „ „	Lyttelton	1392 „	(2546 „)
„ „ „	Kamaishi (Japan) . . .	2389 „	(4369 „)
„ „ „	Hakodate (Japan) . . .	2150 „	(3932 „)

Nachdem die letzten großen See-Expeditionen beendet, und die während derselben gewonnenen Resultate bekannt geworden waren, unternahm es zuerst Dr. A. Supan die mittlere Tiefe des Großen Oceans zu berechnen. Er fand als solche 3370 Meter oder 1842 Fd.[2] Derselben Arbeit hat sich nicht viel später Otto Krümmel unterzogen. Dieser erhielt die mittlere Tiefe des Pacifischen Oceans zu 3887 Meter oder 2126 Fd.,[3] ein Betrag, welcher etwas größer ist als jener, der für die Durchschnittstiefe dieses Oceans aus den Erdbeben-Wellen hergeleitet

[1] Vgl. Ausland. 1869, p. 77 etc. — Petermanns geogr. Mitth. 1869, p. 222—226, 1877, p. 454—466. — E. Behms geogr. Jahrb. 1878, VII, p. 529. — G. Leipoldt. Osc. Peschels physische Erdkunde. p. 416. — F. v. Hochstetter. Sitzungsber. d. kais. Akad. d. Wissensch. in Wien. Bd. 58, p. 47.

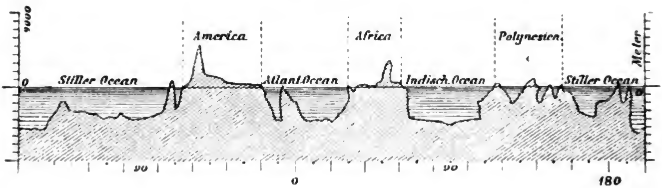
[2] Petermanns geogr. Mitth. 1878, p. 213 etc. Der Ocean wird da von 54° N. B. bis 50° S. B. genommen.

[3] Otto Krümmel. Versuch einer vergleichenden Morphologie der Meeresräume Leipzig. 1879.

werden kann, wogegen sich derjenige, den Supan bestimmte, etwas kleiner als dieser herausstellt. Eine Entscheidung darüber, welche von den zwei Mitteltiefen der Wahrheit näher liegt, ist gegenwärtig wohl nicht gut möglich, da die Zahl der verlässlichen Lothungen eine noch viel zu geringe ist, weshalb bei der Auswertung des vorhandenen Materials häufig Annahmen gemacht werden müssen, die ebenso gut richtig als auch unrichtig sein können.

Den Schluss der Ausführungen über die Tiefen und die Boden-Plastik der Oceane möge das nebenstehende, ungefähre Tiefen- und Höhen-Profil bilden, welches einen Vertikal-Schnitt längs des Äquators um die ganze Erde darstellt.

Fig. 49.



B. Vergleich der Tiefen und Höhen.

134. Wenn auch die Erforschung der Verhältnisse, welche in den Tiefen des Meeres herrschen, noch nicht so weit vorgeschritten ist, dass der Bau des submarinen Terrains mit jenem der Gebirge am Festlande in jeder Hinsicht in Beziehung gebracht werden kann, so bieten sich doch immerhin jedem aufmerksamen Beobachter schon einzelne Momente zu Vergleichen zwischen den Tiefen und Höhen, den Böschungs-Verhältnissen und den Volumen des unter- und überseeischen Terrains dar, welche der Erwähnung wert erscheinen. In dem folgenden Texte wurden daher einige Thatsachen kurz angeführt, welche geeignet sind, uns mit den Ähnlichkeiten und Gegensätzen des von den Fluten des Meeres bedeckten und des trockenen Terrains bekannt zu machen.[1]

[1] Es wurde thunlichst vermieden, aus den Vergleichsergebnissen weitgehende Folgerungen zu ziehen. Wenn trotzdem einige Volums- und Gewichts-Calcule Aufnahme fanden, so geschah dies hauptsächlich deshalb, um auf neuere Arbeiten einzelner Geographen aufmerksam zu machen.

Nach den Ergebnissen der neuesten Tiefsee-Forschungen kommen die größten Depressionen der Meere den bedeutendsten Höhen der Berge nahezu gleich. Aus den folgenden Zusammenstellungen der größeren und größten Tiefen und Höhen ist dies deutlich zu ersehen.

Größere und größte Tiefen der Meere.

(Sicher gemessen).

Tiefe Meter	Tiefe Faden	Geographische Lage Breite	Geographische Lage Länge	Ocean	Die Lothung liegt
4846	**2650**	78° 30′ N.	2° 15′ W.	Arktischer Oc.	Eis- oder Nordmeer-Tiefe.
8513	**4655**	44 55 „	152 26 O.	Stiller „	Tuscarora- „
4755	2600	36 41 „	158 29 „	„ „	Thomson- „
5966	3262	22 44 „	168 23 W.	„ „	Wyman- „
5680	3106	21 27 „	176 3 „	„ „	Ammen- „
5715	3125	16 9 „	160 36 „	„ „	Belknap- „
8368	4575	11 24 „	143 16 O.	„ „	Challenger- „
6306	3448	4 21 „	167 49 W.	„ „	Miller- „
4846	2650	0 40 „	148 41 O.	„ „	Nares- „
6036	3300	6 55 S.	174 8 W.	„ „	Hilgard- „
6159	3368	11 51 „	78 54 „	„ „	Westlich von Peru.
4846	2650	16 47 „	165 20 O.	„ „	Carpenter-Tiefe.
4905	2682	26 12 „	156 4 „	„ „	Patterson- „
4152	2270	30 53 „	177 5 „	„ „	Gazelle- „
5523	**3020**	16 11 „	117 32 „	Indischer „	Schleinitz- „
4755	2600	42 42 „	134 10 „	„ „	Jeffreys- „
5761	3150	23 23 N.	35 11 W.	Atlantisch. „	Östliche Azoren-Rinne.
7086	**3874**	19 41 „	65 0 „	„ „	Westindische Tiefe.
5602	3063	12 35 S.	2 30 O.	„ „	Westafrikanisches Becken.
6006	3284	19 55 „	24 50 W.	„ „	Brasilianisches Becken (Trinidad-Tiefe).

Größere und größte Höhen der Berge.[1]

Höhe in Meter	Name des Berges	Lage des Berges	Continent
1689	Töll-Poss	Russland	Europa
4810	Mont-Blanc	Schweiz	"
4638	Mont-Rosa	"	"
3404	Maladetta	Spanien	"
3716	Pico de Teyde	Insel Tenerifa	"
4804	V. Kljutschewsk.	Kamtschatka	Asien
5661	Elbrus	Kaukasus	"
5171	Gr. Ararat	Armenien	"
3731	Fusi-jama	Japan	"
8841	Gaurisanker	Vorder-Indien	"
4175	Kinibalu	Insel Borneo	"
3089	Gunung Singalang	" Sumatra	"
3729	Semeroe	" Java	"
5105	Mont Hooker	Brit. Nordamerika	Amerika
4313	Longs Pik	Colorado	"
5420	Popocatepetl	Mexico	"
6421	Chimborazo	Quieto	"
7564	Saorta	Bolivia	"
6834	Aconcahua	Chile	"
3500	Timual	Marocco	Afrika
5400	Kénia	Central-Afrika	"
5700	Kilima Ndscharo	" "	"
2600	Compass-Berg	Capland	"
2728	Tsiafuzavona	Insel Madagascar	"
1829	Monte Sea-View	West-Australien	Australien
2187	Kosziusko Berg	Australische Alpen	"
4023	Monte Cook	Insel Neu-Seeland	"

[1] Die Höhen sind zum Theile der „Höhentafel" von H. Berghaus in E. Behms geogr. Jahrb., V, 1874, zum Theile dem Stielerschen Handatlas von 1880 entnommen.

Aus der ersten Tabelle und aus der vorangegangenen Beleuchtung der Tiefen und submarinen Terrain-Formen der Oceane ist zu ersehen, dass bisher die größten Depressionen im Stillen Ocean aufgefunden wurden. Die Unterschiede zwischen der größten Tiefe des Stillen Oceans und jenen des Atlantischen, Indischen, Arktischen und Antarktischen Oceans sind bedeutend, denn sie betragen der Reihe nach ca. 1500, 3000, 3700 und 4000 (?) Meter.

Unter den Continenten steht Asien mit den bedeutendsten Berghöhen oben an; dann folgen Amerika, Afrika, Europa und Australien mit stets an Höhe abnehmenden Erhebungen über dem Spiegel des Meeres. Die Unterschiede zwischen den höchsten Bergen der Continente sind noch bedeutender als diejenigen, welche zwischen den größten Tiefen der Oceane bestehen, denn diese betragen in der Reihenfolge, in welcher die Continente genannt wurden, ca. 2300, 3100, 4000 und 6700 Meter.

Was speciell den Unterschied zwischen dem 8841 M. hohen Gaurisanker im Himalaya — dem höchsten Berge der Erde — und der 8513 M. tiefen Stelle im Großen Ocean, — der größten bisher gemessenen Depression — betrifft, so ist derselbe (328 M.) nicht bedeutend. Auch ist abzuwarten, ob in der Zukunft nicht etwa noch größere Tiefen, als die bisher constatirten, sollten nachgewiesen werden. Einstweilen beträgt der Vertical-Abstand zwischen der höchsten Bergspitze über und dem tiefsten gelotheten Punkte unter dem Niveau des Meeres 17.354 Meter, d. s. 9·4 Seemeilen oder ca. der 367. Theil des Erdhalbmessers.

135. Nicht mehr so gut wie die größten, stimmen andere Tiefen- und Höhenabmessungen überein und die Böschungen des unter- und überseeischen Terrains zeigen besonders auffallende Unterschiede. Wenn wir zunächst bei den letzteren verweilen, so kann angeführt werden, dass die Neigungen der submarinen Erhebungen im offenen Ocean nur äußerst gering gefunden wurden; denn selbst die größten Böschungen erreichen nur sehr selten e i n e n Grad und übersteigen nie d r e i Grade. Dieselben könnten also, wenn sie trocken lägen, von dem Auge eines Beobachters kaum wahrgenommen werden. Am Telegraphen-Plateau zwischen Irland und Neu-Fundland betragen (in der

---

Die geographische Lage des Gaurisanker oder Monte Everest, des höchsten Berges der Erde, finden wir in Petermanns geogr. Mitth. von 1856, p. 379, wie folgt angegeben:

N. Br. 27° 59′ 17″,
O. Lg. 85° 58′ 6″.

Breite von 50° 30') die Gefälle nur zwischen 0 und 4·5 M. auf eine Seemeile. Man könnte daher über diese mehr als 1700 Seemeilen lange Bodenstrecke, wenn sie sich über Wasser befände, direct und ohne jede Schwierigkeit eine Eisenbahn führen, auf welcher in ca. 70 Stunden von Europa aus Amerika zu erreichen wäre. — Ähnliche Verhältnisse herrschen allerorts am Grunde der oceanischen Becken, überall zeigen sich nur geringe Anschwellungen und Vertiefungen des Meeresbodens. Kapitän Halpin [1] berichtete, dass während der Legung des indischen Kabels im Arabischen Busen, sich durch hunderte von Meilen keine Tiefenänderung zeigte, und wenn im Großen Ocean steilere Böschungen beobachtet wurden, so war dies nur in der Nähe des Landes der Fall. Doch übersteigen auch da die Böschungen nirgends jene, welche auf unseren besten Chausséen und Poststraßen häufig sind. Ganz nahe der Küste und in geschlossenen Meeresbecken, wie z. B. in den Golfen von Biscaya und Mexico, dann an den Ostküsten von Japan, Kamtschatka und Australien, an den Westküsten von Amerika und Irland etc. zeigten sich allerdings auch steilere, ja mitunter sehr steile Abfälle. So wurden südöstlich von Nipon in Abständen von ca. 75 und 100 Seemeilen von der Küste 3352 und 6267 Meter gelothet. Demnach entfällt auf jede Seemeile eine durchschnittliche Senkung von 116 M., d. i. ein Gefälle von 1 : 16. Südöstlich von Kamtschatka, zwischen 47° und 50° N. Br. und 152° und 160° O. Lg. wurde ein Gefäll von etwa 1 : 103, westlich von S. Francisco wurden Gefälle von 1 : 20, westlich von Valparaiso Gefälle von 1 : 48 und westlich von Irland sogar solche von ca. 1 : 8 beobachtet. Dem letzteren Gefäll entspricht somit eine Böschung von ungefähr 7°, was für das submarine Terrain ganz außerordentlich ist. Allein dies sind Ausnahmen von der Regel, welche, wie schon bemerkt, im offenen Ocean nie und auch in der Nähe der Küsten nur selten angetroffen werden.

Die mittleren Böschungen der Gehänge am Festlande, auf welche allerdings die Erosions-Kräfte der Athmosphäre continuirlich einwirken, sind auffallend größer, denn sie betragen nach den Angaben von Sonklar [2] für:

Niedere Gebirge	10—15°
Mittelgebirge	15—20°
Hochgebirge	20—30°

[1] Ausland, 1871, p. 240. — G. Leipoldt, Oscar Peschels phys. Erdk. p. 430.
[2] C. Sonklar, Allgemeine Orographie, Wien, 1873, p. 79.

Diese Zahlen zeigen klar, welch' bedeutender Unterschied zwischen den Neigungen des Terrains über und unter dem Meeresspiegel besteht, und lassen uns annehmen, dass auch die älteren Geographen von „Seegebirgen" sicherlich nicht gesprochen hätten, wenn ihnen diese Böschungsverhältnisse bekannt gewesen wären.

136. Ein Blick auf die Tiefenkarte, in welcher auch die Vulcane Aufnahme fanden, zeigt, dass nicht nur die größten Tiefen allenthalben in der Nähe vulcanischer Gebiete gefunden, sondern dass auch die steilsten unterseeischen Böschungen und die bedeutendsten Abstürze meistentheils längs solchen Küsten, an welchen Vulcan-Reihen hinziehen, angetroffen wurden. Im Stillen Ocean lässt sich diese Thatsache, von den Molukken angefangen, längs der Philippinen, der Japanischen und Kurilen-Inseln, dann längs der Aleuten und fast längs der ganzen Westküste von Amerika verfolgen. Ähnliche Verhältnisse bestehen um die Hawaii-Inseln, bei den Marianen, sowie in der Nähe der mehr weniger vulcanischen Inselgruppen im südlichen Theile des Großen Oceans. Dieselbe Wahrnehmung kann sehr deutlich in dem Indischen Ocean längs den Südküsten der Sunda-Inseln und im Atlantischen Ocean bei den Antillen, Azoren, Capverdischen Inseln und seinen sonstigen vulcanischen Gebieten gemacht werden. [1]

137. Da in der Folge auch die Mitteltiefen der Oceane in den Kreis unserer Betrachtungen gezogen werden, so erscheint es, wiewohl deren Beträge schon bei der vorangegangenen Behandlung der Tiefen und der Bodengliederung der einzelnen Oceane eingeflochten wurden,

---

[1] Central-Vulcane, z. B. auf Island, den Canarischen Inseln, Sandwich-Inseln etc.

Vulcan-Reihen. Ostasiatische Reihe: Von Kamtschatka über die Kurilen, Japan, Formosa, die Philippinen und Molukken bis zum Westende von Neu-Guinea mit 74—76 Vulcanen.

Sunda-Reihe: Von der Küste Arracan in Hinter-Indien über die Andamanen, Großen und Kleinen Sunda-Inseln bis Neu-Guinea, wo sie sich mit der vorigen Kette vereinigt. Etwa 125 Vulcane.

Australische Reihe: Die Fortsetzung der beiden vorigen von Neu-Guinea über Neu-Britanien, St. Cruz, die Neuen Hebriden und Neu-Seeland bis zum Victoria-Land, mit 10 bis 12 Vulcanen.

Südamerikanische Reihe: Von Feuerland bis Neu-Granada mit 63 Vulcanen.

Mittelamerikanische Reihe: Von Veragua bis zur Landenge von Tehuantepec mit 36 bis 40 Vulcanen.

Antillen-Reihe: Mit 7 bis 8 Vulcanen.

Mexicanische Reihe: Mit 7 und die Nordamerikanische Reihe, von Californien bis zum Westende der Aleuten mit 36 Vulcanen. (C. Sonklar. Allgemeine Orographie. Wien, 1873, p. 105.)

dennoch zweckmäßig, besonders darauf hinzuweisen, dass man in Folge der vermehrten Tiefenmessungen auch die mittleren Tiefen nicht nur einzelner, sondern aller Meere und ihrer Theile zu berechnen suchte; ein Unternehmen, welches von mehrfacher Seite, als noch verfrüht, angegriffen wurde.[1]

Zuerst unternahm es, wie schon früher kurz erwähnt wurde, Oscar Peschel auf Grund der vorhandenen Lothungen und mit Benützung der ersten Tiefenkarte, welche Maury hergestellt hatte, die mittlere Tiefe des Nordatlantischen Oceans zu berechnen, wobei er als solche 3800 M. (2078 Fad.) fand.[2]

Nach dem Erscheinen der Tiefenkarte des Großen Oceans in den geographischen Mittheilungen von Dr. A. Petermann (1877, Taf. 7), welche nach den Ergebnissen der damals eben beendeten großen Seeexpeditionen („Tuscarora", „Challenger" und „Gazelle") gezeichnet war, ermittelte Dr. Alex. Supan die Durchschnittstiefe dieses Oceans zwischen 54° N. Br. und 50° S. Br. zu 3370 Meter oder 1842 Faden.[3] Otto Krümmel hat nach der von Peschel angegebenen Methode,[4] größtentheils unter Zugrundelegung der Tiefenkarte des Stieler'schen Handatlasses vom Jahre 1877, die mittleren Tiefen aller Oceane und Oceantheile berechnet und die nachfolgenden Werte gefunden:

---

[1] Vgl. Alex. Supan. Mitth. d. k. k. geogr. Gesellsch. in Wien. 1879, p. 305—309, Nr. 5. — G. v. Boguslawski. Verhandlungen der Gesellsch. für Erdk. in Berlin. 1879, VI., Nr. 6. p. 231—234. — Otto Krümmel. Zeitschr. für wissenschaftliche Geographie. Lahr. 1880, I., p. 40—47.

[2] Ausland. 1868, p. 939.

[3] Dr. A. Petermanns geogr. Mitth. 1878, VI., p. 214.

[4] Peschel theilte bei seiner Berechnung die gesammte Fläche des Nordatlantischen Oceans in kleine Elemente von je 5° Länge und 5° Breite, für welche die mittleren Depressionen aus der Tiefenkarte entnommen wurden.

Die Gesammt-Mitteltiefe Tm des Oceans ergab sich ihm aus der Gleichung:

$$Tm = \frac{\Sigma (t f)}{\Sigma (f)}, \text{ d. i.}$$

das Verhältnis der Summe der Volumina zur Summe der Flächen sämmtlicher Elemente.

Mitteltiefen, Areale[1] und Volumen der Oceane und deren Theile.

	Oceane und Theile derselben	Tiefe in		Areale in		Volumen in C.Km.
		Meter	Faden	□Km.	g. □Meilen	
1	Atlantischer Ocean	3681	2013	76,951.740	1,397.526	283,299.605
2	Indischer „	3344	1829	73,800.373	1,340.295	246,815.070
3	Stiller „	3887	2126	158,201.490	2,873.105	614,920.900
	Offene Oceane . .	**3705**	**2026**	**308,953.603**	**5.610.926**	**1145,035.575**
4	Südliches Eismeer .	3300?	1800?	20,648.600?	375.000?	68,140.340?
5	Nördliches Eismeer	1545	845	13,578.690	241.600	20,990.280
6	Austral. Mittelmeer	891	487	7,857.585	142.700	7,003.325
7	Amerikan. „	1832	1001	4,554.138	82.710	8,342.426
8	Romanisch. „	1339	729	2,885.522	52.405	3,863.415
9	Baltisch. „	67	36	415.480	7.545	27.695·4
10	Rothes Meer . . .	444	243	449.010	8.075	221.480
11	Persischer Golf . .	37	20	236.835	4.300	8.848
	Mittelmeere . . .	**1349**	**738**	**29.977.260**	**544.335**	**40.457.468**
12	Nord-See	89	48	547.623	9.945	48.718·1
13	Britisches Randmeer	86	47	203.690	3.700	17.555
14	Golf St. Lorenz . .	290	160	262.900	4.775	76.250
15	Ostchin. Randmeer	121	66	1,228.440	22.310	149.020
16	Japanisch. „	2200	1200	996.250	18.105	2,191.750
17	Ochotsk. „	1260	690	1,438.740	26.130	1,812.810
81	Berings-Meer . . .	1000	550	2,249.000	40.845	2,249.000
	Randmeere . . .	**944**	**519**	**6.926.643**	**125.810**	**6,545.103**
	Ges. Weltmeer . .	**3438**	**1880**	**366,506.106**	**6.656.071**	**1260,178.486**

[1] Im VII. Hefte der geogr. Mitth. von Petermann 1881, p. 279 u. 280 hat O. Krümmel neu berechnete Areal-Werte für die Oceane und ihre Theile bekannt gegeben. Dieselben weichen mehr oder weniger von diesen ab. Vgl. d. III. Abschnitt.

Vergleicht man die größten mit den Mitteltiefen der Oceane, so zeigt es sich, dass die ersteren viel größere Unterschiede untereinander aufweisen als die letzteren, denn die bedeutendsten Differenzen bei jenen und diesen können mit 3500 und 2100 M. angesetzt werden. Von den drei großen Oceanen ist der Pacifische Ocean der tiefste und der Indische Ocean der wenigst tiefe. Dies gilt ebensowohl hinsichtlich der größten, als auch in Bezug der mittleren Depressionen. Für die Mitteltiefe des ganzen Weltmeeres sind hauptsächlich die drei großen Oceanbecken maßgebend. Die bisherigen Berechnungen haben für diese eine mittlere Tiefe von 3705 Meter (2026 Faden) ergeben. Die beiden Polarmeere und die sämmtlichen Mittel- und Randmeere sind nur im Stande, diese Durchschnittstiefe auf 3438 M., d. i. um 267 M. herabzumindern.

138. Die mittleren Sohlentiefen der ausgedehnteren Depressionen überschreiten fast durchwegs die mittleren Kammhöhen der hervorragendsten Gebirgszüge; denn wir können in runden Zahlen setzen:

Mittlere Tiefen der Meeressohle.

Name der Tiefe	Ungefähre mittlere Sohlentiefe in Meter	Ocean
Tuscarora-Tiefe	6000	Stiller Ocean
Belknap- „	5500	„ „
Miller- „	5500	„ „
Ostbecken des Indischen Oceans .	5000	Indischer Ocean
Jeffreys-Tiefe	4000	„ „
Östliche Azoren-Rinne	5000	Atlantischer Ocean
Westindische Tiefe	5500	„ „

Dagegen betragen die mittleren Kammhöhen:

Mittlere Kammhöhen der Gebirgszüge.[1]

Name des Gebirgszuges	Mittlere Kammhöhe in Meter	Continent
Alpen	2339	Europa
Pyrenäen	2437	"
Kaukasus	2583	Asien
Himalaya	4775	"
Anden	3606	Amerika

Es kommt somit nur das hohe Tafelland von Tibet und des Himalaya in seiner mittleren Kammhöhe der durchschnittlichen Sohlentiefe der größeren unterseeischen Einsenkungen nahezu gleich. Aber auch die Volumina der Tiefenbecken und der Gebirgszüge sind sehr verschieden. Man müsste, um nur ein Beispiel anzuführen, das eben genannte, unter allen das bedeutendste Hochplateau von Tibet und des Himalaya, welches sich über ca. 50.000 geographische Quadratmeilen ausdehnt, sicher mehr als 6-mal aneinander reihen, um das größte Becken des Pacifischen Oceans. die „Tuscarora-Tiefe", auszu füllen.

Noch größere Unterschiede in den Tiefen und Höhen als die eben betrachteten, treten uns bei dem folgenden Vergleiche zwischen den Mitteltiefen der Oceane und den Mittelhöhen der Continente entgegen.

Die mittleren Tiefen der Oceane stellen sich zu den mittleren Höhen der Continente folgendermaßen:

Mittlere Tiefe der Oceane.

Ocean	Mitteltiefe in Meter
Atlantischer Ocean . .	3681
Indischer " .	3344
Stiller " .	3887
Arktischer " .	1545
Antarktischer " .	3300?

Mittlere Höhen der Continente.

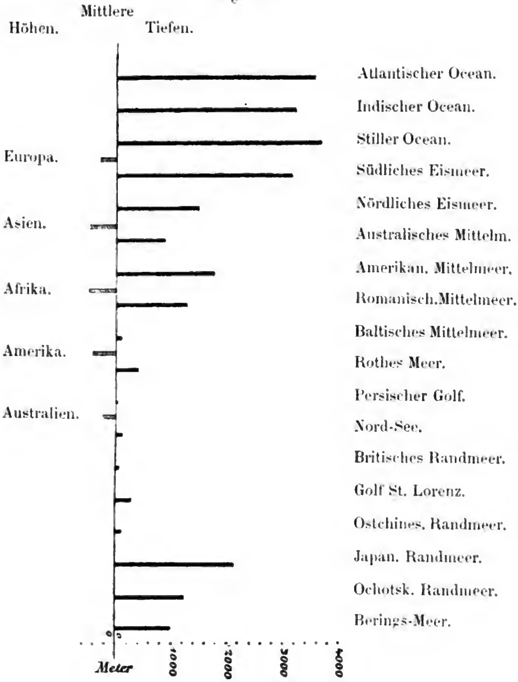
Continent	Mittelhöhe in Meter
Europa	300
Asien	500
Afrika	500
Amerika	410
Australien	250

[1] C. Sonklar. Allgemeine Orographie. Wien. 1873, p. 70.

In der untenstehenden Fig. 50 wurden zur raschen Übersicht die mittleren Tiefen und Höhen durch denselben entsprechende Strecken graphisch dargestellt.

Da Krümmel die mittlere Tiefe des gesammten Weltmeeres mit 3438 Meter, die mittlere Höhe der festen Erdrinde über dem Spiegel des Meeres dagegen mit 440 Meter[1] angibt, so beträgt der Abstand zwischen

Fig. 50.



[1] Alex. v. Humboldt gab für:

Europa	205 M.
Asien	350 „
Amerika	284 „

der Mitteltiefe der Oceane und der Mittelhöhe der Continente 3878 M., und die durchschnittliche Erhebung der Continente zeigt sich etwa 8mal kleiner als die Mitteltiefe des Weltmeeres.

139. Betrachten wir nun noch die mittleren Tiefen der Zugangsthore zu den drei großen Oceanen, so können wir für dieselben nach Krümmel[1] folgende Werte ansetzen:

Mitteltiefen und Querschnitte der Zugangsthore zu den drei großen Oceanen.

Ocean	Zugänge	Mitteltiefe		Querschnitt in g. □Meilen	Gesammt-Mitteltiefe		Gesammt-zugangs-Querschnitt in g. □Meilen
		Meter	Faden		Meter	Faden	
Atlantischer Ocean	Arktische . .	600	320	16·0	2187	1196	506
	Laterale . .	832	455	30·4			
	Antarktische	2744	1500	460.0			
Indischer Ocean	Arktische . .	—	—	—	2530	1383	563
	Laterale . .	471	206	8·8			
	Antarktische	2744	1500	554·0			
Großer Ocean	Arktische . .	781	425	64·0	1967	1075	533
	Laterale . .	785	430	20·0			
	Antarktische	2744	1500	149·0			

mittlere Erhebung an und folgerte daraus 308 M. mittlere Erhebung sämmtlicher Continente über dem Meeresspiegel. G. Leipoldt fand in neuerer Zeit als mittlere Höhe für Europa 396·84 M. Darnach rundete Krümmel die v. Humboldt'schen Werte, wie oben angegeben ab und fügte für Afrika und Australien die angesetzten Werte (Schätzungen) hiezu. Vgl. O. Krümmel. Versuch einer vergl. Morphologie d. Meeresräume. Leipzig. 1879. — Kleinere Schriften von A. v. Humboldt. — G. Leipoldt. Über die mittlere Höhe Europas. Plauen. 1874.

Dr. J. Chavanne berechnete die mittlere Höhe von Afrika zu 661·8 M. (Mitth. d. k. k. geogr. Gesellsch. in Wien. Juni bis September 1881). Dieser schärfer berechnete Wert der mittleren Höhe von Afrika lässt auch veränderte Werte für die Mittelhöhen der übrigen Continente (mit Ausnahme von Europa) erwarten, welche die Berechnungen von Krümmel zum Theile verändern dürften. Doch unterlassen wir es selbstverständlich, auf diese eine Zahl hin schon jetzt wieder neue Abrundungen der Mittelhöhen vorzunehmen.

[1] O. Krümmel. Vers. einer vergl. Morph. d. Meeresräume. Leipzig. 1879, p. 61 etc.

Diese, wenngleich zum Theile noch etwas unsicheren Zahlen, gestatten immerhin ein Urtheil über die größere oder geringere Abgeschlossenheit der Oceane und erleichtern nebenbei in hohem Maße die Beurtheilung der physischen Einflüsse, welche die Nachbarmeere auszuüben vermögen. Und in der That, der besonders ausgedehnte und offene Zusammenhang der drei Oceane mit dem Südlichen Polarmeere, welcher zur Folge hat, dass das kalte Wasser aus hohen südlichen Breiten ungehindert durch die großen Verbindungsthore einbrechen kann, zeigt sich z. B. bei den Meeresströmungen, bei der Temperatur-Vertheilung u. s. w. in unverkennbarer Weise.

140. Die so gefundenen mittleren Tiefen und Höhen veranlassten recht interessante Volums- und Gewichtsberechnungen des Festen und Flüssigen. Nach möglichster Berücksichtigung der Polarländer kam Krümmel zu einem Areale der Meeresfläche von 6,786.000 g. □ Meilen, nach welchem sich das Flächenverhältnis zwischen Land und Meer, wie 1 : 2·75 (4 : 11) herausstellt. Die Volumina zwischen dem Oceanwasser und den über den Seespiegel sich erhebenden Erdvesten verhalten sich dagegen wie 21·4258 : 1. „Man könnte also die Continente, so weit sie über dem Meeresspiegel liegen, 21·4mal in die Meeresbecken hineinschütten.“ Die über die mittlere Meerestiefe sich erhebenden Erdvesten könnten in denselben jedoch nur 2·43mal untergebracht werden. Wenn sich diese Verschüttung ausführen ließe, so würde auf der ganzen Erdoberfläche eine 2520 Meter tiefe Wasserschichte ruhen. Und G. Leipoldt[1] sagt: „Da nun der Flächeninhalt des Nordatlantischen Beckens den vierten Theil (genauer 2·6) der Oberfläche sämmtlicher Festlande, und seine Tiefe 2086 Faden[2] beträgt, so vermöchte es in seiner Höhlung mehr als das Doppelte (genauer 2·26fache) sämmtlicher über den Meeresspiegel aufsteigenden Unebenheiten der Erde in sich aufzunehmen“, und dessen mittlere Tiefe würde hiedurch nur von 2086 auf 1163 Faden herabgemindert werden. Australien, insoweit es über dem Seespiegel liegt, fände fast zweimal im Becken des Romanischen Mittelmeeres Platz, und erst die circa vierfache überseeische Festlands-Masse von ganz Afrika wäre im Stande jenen Raum der „Tuscarora-Tiefe“, welcher von der in drei Seemeilen unter dem Meeresspiegel gezogenen Tiefenlinie umgrenzt wird, bis zum See-Niveau auszufüllen. Krümmel berechnete ferner, insoweit dies mit der noch unsicheren Dichte des

---

[1] G. Leipoldt. Osc. Peschels phys. Erdkunde. 1879.
[2] Nach Krümmel 2013 Faden.

Festlandes möglich ist, das Gewicht des Festen und des Flüssigen vom Niveau der mittleren Meerestiefe aus, und fand:

Gewicht der Erdvesten: 1,321.375 Billionen Tonnen [1]

Gewicht der Wassermasse: 1,322.355 " "

woraus zu ersehen ist, dass sich diese Gewichte nahezu die Wage halten.

Lässt man dieses Gleichgewicht zwischen den Massen des Meeres und den Erdvesten — diese insoweit sie über dem mittleren Niveau des Meeresbodens liegen — bestehen, so wird es möglich, aus den bekannten Arealen und den specifischen Gewichten, die mittlere Tiefe der Oceane und die mittlere Höhe der Continente zu berechnen, wenn wir für die erstere die Mittelhöhe der Continente, für die letztere die Mitteltiefe der Meere als gegeben voraussetzen. Denn bedeuten M und L die Areale, d und D die specifischen Gewichte und h und t die Mittelhöhe der Continente, respective die Mitteltiefe der Oceane, so ist:

$Mtd = LD\,(t + h)$ somit

$$t = \frac{LD}{Md - LD}\,h \text{ und} \quad \ldots \ldots \quad (1)$$

$$h = \frac{Md - LD}{LD}\,t \quad \ldots \ldots \ldots \quad (2)$$

Setzen wir nun $M = 6{,}793.283$ g. □ Meilen,[2] $L = 2{,}475.000$ g. □ Meilen, $d = 1{\cdot}02922$, $D = 2{\cdot}5$[3] und $h = 440$ Meter, so erhält man $t = 3385$ Meter als mittlere Meerestiefe, welche von der vorhin angegebenen nur um 53 Meter abweicht.

Werden in die Gleichung (2) dieselben Werte und die mittlere Tiefe von 3438 Meter eingesetzt, so folgt daraus die Mittelhöhe der Continente $h = 440$ Meter, welche von der vorhin angeführten gar nicht verschieden ist.

Trotz dieser guten Übereinstimmung können wir es, bevor wir die kurzen zwischen den Tiefen und Höhen angestellten Vergleiche abschließen, nicht unterlassen darauf hinzuweisen, dass die Mitteltiefen und Durchschnitts-Höhen, dann nahezu alle aufgestellten Vergleichszahlen, sowie auch die letzteren, unbestritten sehr interessanten Volums- und Gewichts-Berechnungen, die sich noch beliebig vermehren ließen, immerhin nur als mehr oder weniger gute Näherungswerte anzusehen,

---

[1] 1 Tonne = 1000 Kgm.

Das spec. Gewicht des Meerwassers wurde dabei 1·02922, jenes des Festlandes 2·5 gesetzt.

[2] A. Petermanns geogr. Mitth. 1881, VII., p. 280.

[3] O. Krümmel. Versuch einer vergl. Morph. der Meeresräume. 1879, p. 109.

und deshalb mit einiger Vorsicht aufzunehmen sind, weil dieselben durch die fortgesetzten Tiefen- und Höhenmessungen in der Zukunft noch Berichtigungen erfahren dürften; denn an gar manchen Punkten der Erde könnten die genaueren und vermehrten Forschungen die bisherigen, zum Theile noch willkürlichen Annahmen und Calcüle der Geographen nicht bestätigen.

C. Beschaffenheit des Meeresgrundes.

141. Auf die Beschaffenheit des Meeresbodens in der Nähe der Küsten wurde schon sehr frühzeitig geachtet, denn wir finden bereits auf den ältesten Seekarten (Compasskarten)[1] mehr oder weniger deutlich ausgeprägte Zeichen eingetragen, welche zur Markirung der Beschaffenheit des Grundes dienten. Während man sich aber in älterer Zeit damit begnügen konnte, nur einzelne, den Schiffen besonders gefährliche Stellen, wie Felsgründe und Sandbänke durch Kreuzchen und Punkte zu bezeichnen, erforderte im Laufe der Zeit der mächtige Aufschwung der Schiffahrt und die lebhafte Zunahme des Seeverkehres auch in dieser Hinsicht so manchen Schritt vorwärts, besonders nachdem man einzusehen begann, dass die genaue Angabe der Grundbeschaffenheit nicht allein zur nothwendigen Kennzeichnung der geeignetsten Ankerplätze führt, sondern bei finsterer Nacht und Nebelwetter sogar zu einem Hilfsmittel der Navigation werden kann, da an manchen Orten der Meeresboden so charakteristisch ist, dass aus den aufgehobenen Grundproben innerhalb gewisser Grenzen auf die Position des Schiffes geschlossen werden kann. Deshalb wird jetzt die Grundbeschaffenheit des Meeres auf den Seekarten möglichst detaillirt eingetragen. Riffe werden allgemein durch Kreuzchen, Sandbänke durch Punkte bezeichnet. Die sonstige Beschaffenheit des Bodens wird meistens an Ort und Stelle durch Schlagworte, oder durch die Anfangsbuchstaben derselben ausgedrückt. Man setzt: Schlamm, Sand, Fels, Lehm, Stein, Gerölle, grober Sand, Muschelgrund etc., oder Sch., S., F., L., St. G., g. S., M. G. etc. Bedauerlicher Weise herrscht auf den Seekarten der verschiedenen Nationen keine volle Gleichheit in dieser Bezeichnung der Beschaffenheit des Grundes.

Ist nun gleichwohl die Untersuchung der Grundbeschaffenheit des Meeres in der Nähe des Ufers, und die Angabe derselben auf den Seekarten eine schon mehr oder weniger alte Gepflogenheit, so ist dem

[1] Vgl. d. I. Abschnitt über die Entwicklung d. oceanogr. Messungen.

entgegen die Erforschung der Beschaffenheit des Meeresbodens in großen Tiefen erst eine Errungenschaft der neueren und neuesten Zeit.

Schon vor der Mitte unseres Jahrhundertes, besonders aber seit dem Beginne der Versenkung der großen unterseeischen Kabel, war man bemüht, nicht nur Proben vom Meeresgrunde aus großen Tiefen aufzuholen, sondern selbe — zum Theile aus praktischen Gründen, zum Theile aber aus rein wissenschaftlichem Interesse — durch Fachmänner auch chemisch und mikroskopisch genau untersuchen zu lassen. Doch erst die letzten hervorragenden See-Expeditionen lieferten ein so reiches Material in dieser Richtung, dass es gelang, den Schleier über die Beschaffenheit des Meeresbodens in jeder Tiefe und an hinlänglich vielen Orten dergestalt zu lüften, dass wir jetzt bereits im Stande sind, uns die Grundbeschaffenheit der Oceane ziemlich richtig und klar vorzustellen. „Man hat sogar versucht, nach Art der geologischen Karten des Festlandes, auch solche für den Meeresboden zu entwerfen, welche durch verschiedene Farben die verschiedenartige mineralische Beschaffenheit der submarinen Felsgebilde und der Ablagerungen der geologischen Jetztzeit auf dem Meeresgrunde bezeichnen. Dies ist aber bisher nur für die Binnenmeere und die Küsten der Continente ausgeführt worden, so unter anderen von Delesse für die Küsten Frankreichs und von der „United States Coast Survey" für die Ostküste Nordamerikas."[1] Der Umstand, dass diese Methode zur übersichtlichen Darstellung der Bodenbeschaffenheit in den Oceanen leider noch nicht allgemein angewendet werden kann, weil uns in diesen der Zustand des Grundes in großen Tiefen strenge genommen doch nur längs einzelnen Linien genauer bekannt ist, hindert keineswegs, schon aus vereinzelnten Proben ziemlich sicher auf die allgemeine Grundbeschaffenheit zu schließen, und zwar dies darum, weil der Tiefsee-Grund continuirlich vom Wasser, in welchem viel gleichmäßigere und einfachere Zustände als in der Luft herrschen, überdeckt ist.

142. Der englische Geologe John Murray unterscheidet nur fünf verschiedene Hauptablaberungen, welche sammt ihren Übergängen die ganze Bodenfläche der Oceane bedecken. Diese sind: 1. Küstenablagerungen (blauer und grüner Schlamm, grauer Schlamm und Sand, rother Schlamm, Korallen-Schlamm und Sand). 2. Globi-

---

[1] G. v. Boguslawski in Behms geogr. Jahrb. 1878, VII., p. 499. — M. Vgl. A. Petermanns geogr. Mitth. 1870, Taf. 20. — Mitth. d. geogr. Gesellsch. in Wien. 1875. — J. Murray: On Oceanic deposits etc. in Proceed. of the Royal Soc. 1875—1876 V. 24 etc.

gerinen-Schlamm, 3. Radiolarien-Schlamm, 4. Diatomeen-Schlamm und 5. rothe und graue Thone (Tiefsee-Thone).[1] Von diesen bedecken die vier letzten Ablagerungen den gesammten Boden der Tiefsee.

Außer den bisher genannten Bodenablagerungen sei noch auf jene nicht eingereihten Producte aufmerksam gemacht, welche bei submarinen vulcanischen Ausbrüchen ausgeworfen und am Meeresgrunde abgesetzt werden. Diese bedecken allerdings nur kleinere Flächen des Bodens, kommen aber — nach den neueren Tiefsee-Forschungen zu schließen, bei welchen ziemlich häufig vulcanische Grundproben aufgefunden und wiederholt vulcanische Actionen nachgewiesen wurden — viel öfter vor, als man zu vermuthen geneigt ist.

Die Küstenablagerungen entstehen größtentheils durch die mechanisch-zerstörende Arbeit des Wassers. Abgelöste Theile der Ufer, Trümmer der Festländer, Schlamm und Sand charakterisiren dieselben. — Das grobe Gerölle bleibt in der Nähe der Ufer, der Sand und Schlamm wird durch die Brandung und Strömungen weiter fortgetrieben. — An den Mündungen großer Flüsse kann man die Schlamm- und Sandablagerungen oft weit bis in die See hinein verfolgen, und dort, wo kräftige Meeresströmungen mitwirken, erfahren derartige Küstenablagerungen ihre größte Verbreitung.

Einen nicht zu übersehenden Beitrag zu den Küstenablagerungen liefert das Geschiebe, welches durch die Bewegung der Gletscher dem Meere zugeführt wird. Durch eingehende Arbeiten von Lyell, Darwin, Torell, Hartl, Ratzel, Helmersen, Baer u. a. hat sich das interessante und charakteristische, leider noch zu wenig beachtete Factum ergeben, dass alle Fjordküsten der Eiszeit und der Gegenwart, welche ihr Relief zumeist dem Einflusse des Gletschereises verdanken, also sogenannte Glacial-Küsten sind, von seichterem Wasser begrenzt werden, als Küsten ohne Gletscherwirkungen in denselben Meeren.[2] Und wirklich zeigt die Tiefenkarte, dass allen derartigen Küstenstrecken Plateaus, Bänke oder Zungen vorgelagert sind, die offenbar durch das von den Gletschern in die See gedrängte Material gebildet wurden.

---

[1] Murray in Proceed. of the Royal Soc. V. 24. 1875—1876, p. 471—544.

E. Behms geogr. Jahrb. 1878, VII, 1878, p. 500—504. Annal. d. Hydr. etc. 1879, p. 52 etc.

[2] Ausland. Nr. 14 u. 16, 1882. Dr. F. G. Hahn: Über einige Aufgaben der Tiefsee-Forschung.

Wir können diese Thatsache an der Südamerikanischen West- und Ostküste etwa vom 37. Breiten-Parallel nach Süden, an der Ost- und Westküste Nordamerikas nördlich des 40. Breitengrades, dann um die Kerguelen im Indischen Ocean und bei Neu-Seeland an der Westküste von Munster verfolgen. Im Nördlichen Eismeere und den an dasselbe angrenzenden Meeresgebieten zeigt sich dieselbe Erscheinung wiederholt und besonders deutlich, auch ist nicht zu zweifeln, dass um die fjordreichen Küsten im Südlichen Polarmeer ganz ähnliche Verhältnisse bestehen.

Die Beschaffenheit der Küstenablagerungen hängt demnach zunächst von der Zusammensetzung der anliegenden Küsten und von jenem Schlamm- und Sandmaterial ab, welches die in die Oceane sich ergießenden Gewässer mitführen. Die größte Verbreitung haben unter den Küstenablagerungen die blauen und grünen Schlammassen; jedoch findet man auch jene stark vertreten, welche durch Ocker gelb oder durch Eisenoxyd röthlich gefärbt sind. — Grauer Schlamm, dann grauer, blaugrauer und schwarzer Sand zeigen sich, und zwar nicht selten mit Beimengungen von Lava, Bimsstein und Kalkschalen von Meeres-Organismen, häufig in der Nähe vulcanischer Inseln. Um Korallen-Riffe ist der Boden meist mit Korallen-Sand und Korallen-Schlamm bedeckt.

Die Küstenablagerungen werden mitunter noch in mehr als 150 Meilen vom Ufer angetroffen, und jenes Material, welches die Gletscher mitführen und bei ihrem Schmelzen fallen lassen, lässt sich auch noch in viel größeren Abständen vom Lande constatiren.

In den Binnenmeeren besteht der Boden fast nur aus Küstenablagerungen, sowie aus jenen Sand- und Schlammassen, welche durch die einmündenden Flüsse und Ströme oft aus großer Entfernung zugeführt werden.

Der Globigerinen-Schlamm, der Radiolarien-Schlamm, der Diatomeen-Schlamm und der Tiefsee-Thon bedecken den gesammten Boden des Meeres auf der hohen See, in jenen von der Küste entfernten Gebieten, zu welchen die Küstenablagerungen nicht mehr reichen. Diese Schlammgattungen entstehen durch einen continuirlichen submarinen Niederschlag, welcher dadurch erzeugt wird, dass die unzähligen, die oberen Schichten des Meeres bevölkernden Thier- und Pflanzen-Organismen nach dem Absterben ihre unlöslichen Bestandtheile niederschlagen. Die Thatsache, dass diese kleinen Kalk- und Kieselgerüste, in den tiefsten Meeresgebieten, welche mit Thon bedeckt sind, nicht mehr, oder doch nur vereinzelt nachgewiesen werden konnten, macht es, da der submarine Niederschlag sich auch über diese

Gebiete ausdehnt, wahrscheinlich, dass an diesen Stellen die sinkenden Partikelchen einer chemischen Zersetzung unterliegen, zu welcher die nöthigen Bedingungen keineswegs fehlen.

Wir wissen zwar noch nicht welche Mächtigkeit dieser Niederschlag am Boden der Oceane nach einem, nach hundert oder nach tausend Jahren besitzt; aber wir wissen durch die Sondirungen, dass derselbe an einigen Stellen den Boden mächtig überlagert. Auch ist bekannt, dass die Schlammdecke nicht überall gleich ist, weil die Organismen, je nach den für dieselben mehr oder weniger günstigen Lebensbedingungen, ungleich dicht vertheilt sind, und außerdem durch andere Einwirkungen, wie Strömungen, Wind und Seegang, Versetzungen erfahren. So modelliren denn diese Niederschläge zwar langsam aber sicher und stetig den Boden der Hochsee, indem sie stets mehr oder weniger nivellirend wirken und solcherart jene äußerst mäßigen Bodenwellen erzeugen, welche entfernt von den Küsten überall am Meeresgrunde angetroffen wurden.

Die drei Schlammgattungen bestehen aus den Schalen, Schalenteilchen und Zellen gewisser abgestorbener oceanischer Organismen, welche jeder Schlammgattung den Namen aufgeprägt haben.[1] Der im allgemeinen am Boden der Oceane sehr verbreitete Globigerinen-Schlamm, welcher zumeist aus mikroskopisch kleinen Kalkschalen von Wurzelfüßlern besteht, fehlt nur in unterseeisch vollkommen abgeschlossenen Meeresbecken ganz, und ist in geringer Menge im südlichen Theile des Indischen, und im nördlichen Theile des Großen Oceans anzutreffen. Globigerinen-Schlamm wird mitunter schon in 500, aber auch noch in 4000 Meter Tiefe angetroffen. Am ausgebreitetsten zeigt er sich auf den unterseeischen Erhebungen, und zwar ganz besonders häufig im Atlantischen Ocean. — Der Radiolarien-Schlamm, der sich aus dem Kieselerde hältigen Gerüste der Strahl-Rhizopoden oder Radiolarien zusammensetzt, wird hauptsächlich im mittleren Theile des Großen Oceans vorgefunden, während er im Südpacifischen und Atlantischen Ocean fast gar nicht vertreten ist. Radiolarien-Schlamm zeigte sich bisher von circa 4300 Meter angefangen bis zu sehr großen Tiefen. — Der Diatomeen-Schlamm aus Kieselzellen abgestorbener Diatomeen oder Spaltalgen, also niedriger pflanzlicher Organismen, bestehend, ist besonders für den südlicheren Theil des Indischen Oceans charakteristisch. — Er wird zwischen 2300 und 3600 Meter Tiefe angetroffen.

---

[1] Vgl. den IX. Abschnitt.

Die rothen, grauen und chocolatbraunen Tiefsee-Thone sind von allen Ablagerungen am weitesten verbreitet. Sie sind dadurch ausgezeichnet, dass alle ganz kleine Theilchen von Mineralien, wie Quarz, Glimmer, Bimsstein, Lava und Braunstein enthalten. Speciell der letztere ist in allen Gebieten mit Tiefsee-Thon entweder in Form von Körnern oder Knollen vorhanden. Die Entstehung dieses Körpers am Grunde der Oceane ist noch nicht sicher aufgeklärt worden. Boguslawski führt im VIII. Heft der Annalen der Hydr. etc. 1879 Folgendes hierüber an: „Aus dem Nachlasse von Dr. von Willemöes-Suhm[1] erhielt Professor Gümbel in München 50 Knollen von Braunstein behufs einer vergleichenden Untersuchung von Manganausscheidungen früherer geologischer Epochen. Die chemische Analyse der Challenger-Proben von Braunsteinknollen ergab einen Durchschnittsgehalt von 23·6 Procent Mangansuperoxyd und von 27·5 Procent Eisenoxyd. Die Ergebnisse der Gümbel'schen Untersuchungen (vgl. Sitzungsber. d. math.-phys. Classe der k. bayr. Akad. d. Wissensch. zu München, 1878 II., pag. 189 bis 209) lassen sich dahin resumiren, dass an der Bildung dieser Manganknollen organische Geschöpfe wesentlich nicht betheiligt sind, dass die Bimssteinstücke, die im Inneren dieser Knollen sich vorfinden, mit großer Wahrscheinlichkeit unterseeisch-vulcanischen Eruptionen entstammen, und dass, aus diesen eingeschlossenen Bimssteinstücken zu schließen, und da der große Mangangehalt nicht vom Meerwasser herrühren könne, weil dieses nur geringe Spuren von Mangan enthält, der Meeresboden, auf welchem sie sich abgelagert haben, von vulcanischen Ereignissen in hohem Grade berührt und von unterseeisch-vulcanischen Ausbrüchen sehr häufig heimgesucht werden muss (vgl. diese Annalen, pag. 54 ff). Gümbel hält ferner die Tiefsee-Manganknollen aus unterseeischen Quellenergüssen für wahrscheinlicher, als die aus Mineralzersetzung, und spricht sich für eine Entstehung dieser Manganknollen am Grunde des Meeres aus. John Murray dagegen kommt in seiner Abhandlung „On the distribution of volcanic débris over the floor of the Ocean etc.“ in den Proceed of the R. Soc. of Edinburgh, 1876—1877, pag. 247—262, und „Nature“ Vol. XV., pag. 318 ff. und 340 ff., zu der Ansicht, dass in den Gebieten, wo solche Manganknollen angetroffen wurden, das Mangansuperoxyd wahrscheinlich ein secundäres Product der Zersetzung von vulcanischen Gesteinen und Mineralien ist und in Structur und Zusammensetzung von den bekannten

[1] Dr. v. Willemöes-Suhm, Zoologe der Challenger-Expedition, starb auf der Reise von Honolulu nach Tahiti am 13. September 1875.

Manganerzen abweicht. Für die in den Manganknollen zuweilen fern vom Festlande angetroffenen kleinen kugelförmigen Partikeln von gediegenem Eisen nimmt Murray einen kosmischen Ursprung aus Meteorstaub an."

Die Bimsstein und Lava-Beimengungen werden in bedeutenderer Menge besonders an den tiefsten Stellen angetroffen. Die Tiefsee-Thone bedecken hauptsächlich den Boden der größeren Depressionen und beginnen in Tiefen von 4000 bis 4200 Meter.

Die folgenden etwas detaillirteren Angaben über den Meeresgrund wollen wir wieder mit dem uns unter allen am genauesten bekannten Atlantischen Ocean beginnen.

I. Bodenbeschaffenheit des Atlantischen Oceans.

143. Der Boden des Atlantischen Oceans besteht nach den bisherigen Untersuchungen der Hauptsache nach aus Globigerinen-Schlamm und Thon. An einigen Stellen trifft man vulcanischen Sand und in der Nähe der Küste, besonders dort wo große Ströme münden, Erdreich und Geschiebe des umliegenden Festlandes, oft bis auf große Abstände vom Ufer.

Die Grenzen zwischen dem Globigerinen-Schlamm und den Küstenablagerungen einerseits, sowie jene zwischen ersterem und dem Tiefsee-Thon anderseits, sind nirgends scharf ausgeprägt, da überall ein allmähliger Übergang aus der einen Bodenablagerung in die andere stattfindet. Es hat sich jedoch gezeigt, dass der Globigerinen-Schlamm hauptsächlich über die unterseeischen Erhebungen, in Tiefen von 1000 bis über 4000 M., und zwar am massenhaftesten um den Äquator ausgebreitet ist, während der Thon am Grunde der tiefen Becken, welche den Atlantischen Ocean in seinem östlichen und westlichen Theile von Nord nach Süd durchziehen, angetroffen wird.

Hinsichtlich der genauer durchforschten Gebiete sei noch das Folgende hervorgehoben: Der Boden des Telegraphen-Plateaus besteht zum größeren Theile aus Globigerinen-Schlamm. Längs des Querschnittes von Teneriffa nach St. Thomas folgt zunächst auf vulcanischen Sand und Schlamm, Globigerinen-Schlamm, sodann rother und grauer Thon. Auf der Central-Atlantischen Erhebung zeigt sich wieder Globigerinen-Schlamm, und dann weiter im westlichen Becken neuerdings reiner rother Thon. Erst nahe an Sombrero tritt wieder Globigerinen-Schlamm auf. Die Ausdehnung des Thones zu jener des Globigerinen-Schlammes verhält sich auf dieser Linie circa wie 2·7 : 1. Dagegen überwiegt auf dem Schnitte zwischen der Sierra Leone in Afrika und

dem Cap S. Roque in Brasilien der Globigerinen-Schlamm den Tiefsee-Thon bedeutend an Ausdehnung. Von den Bermudas über die Azoren nach Madeira wurde wieder vorherrschend grauer und rother Thon gefunden.

Die Thon-Ablagerungen zeigten sich am reinsten, d. i. ohne kalkige Beimischung in der Gegend der größten Einsenkung des Atlantischen Oceans zwischen den Bermudas und Antillen. In einiger Entfernung von dieser Stelle, in östlicher und nördlicher Richtung, dann im östlichen und in dem Südatlantischen Tiefsee-Becken ist der Thon durch Eisenoxyd roth oder rothbraun gefärbt; und überall dort, wo er mit Körnern oder Knollen von Braunstein durchsetzt ist, tritt er als eigentlicher Tiefsee-Thon auf. Besonders im Südatlantischen Ocean zeigt nicht nur der Tiefsee-Thon, sondern auch der kalkige Globigerinen-Schlamm in Folge größeren Mangangehaltes stellenweise eine chocolatbraune Farbe. Da findet man von 1000 Meter Tiefe abwärts häufig Körner und Knollen von Braunstein, welche gar nicht selten ein Gewicht bis zu zwei Kilogramm erreichen.

Die unmittelbare Umgebung der Azoren, dann die Einsenkung zwischen Madeira und der Straße von Gibraltar, sind zumeist mit Globigerinen-Schlamm bedeckt. Dieser ist südlich der Canarien und gegen die Capverdischen Inseln zu röthlich gefärbt. Ganz in der Nähe der letzteren zeigte sich grauer Schlamm, dann grüner und vulcanischer Sand. — Ascension im Südatlantischen Ocean ist von Sand, Muschel-Fragmenten, Korallenstücken und rothen Algen umgeben. Bei der Insel St. Thomas fand man blauen Schlamm und unmittelbar um die Bermudas Korallen-Schlamm. Grüner und blauer Schlamm und Thon in bedeutender Ausbreitung ist an der Nordamerikanischen Ostküste zwischen New-York und Halifax, längs der Küste von Portugal und an der Afrikanischen Küste, vom Cap der guten Hoffnung bis Guinea vorhanden.

An der Südamerikanischen Küste werden die Ablagerungen des Amazonen- und Orinocco-Stromes durch die Äquatoriale Meeresströmung weit nach Nordwesten versetzt. Weiter nach Süden, vom Cap S. Roque bis Bahia ist der Schlamm durch Ocker röthlich-gelb gefärbt. Dieser Schlamm geht dann Südost von Bahia, wo größere Tiefen beginnen, in rothen Tiefsee-Thon über.

Südöstlich vom Cap Farewell wurden von zwei unterseeischen Erhebungen in 56° 1′ N. Br. und 34° 42′ W. Lg. und in 59° 40′ N. Br. und 29° 30′ W. Lg. schwarze, scharfkantige, vulcanische Gestein- und Basaltsplitter als Grundproben aufgeholt, während die um etwa 1000 M.

tiefer liegende östliche und westliche Umgebung Schlammgrund aufwies.[1] Übrigens hat auch das V. St. S. „Mercury“ bei seinen Tiefsee-Untersuchungen (1872—1873) im Nordatlantischen Ocean aus bedeutenden Tiefen Proben von unzweifelhaft vulcanischem Ursprung heraufgebracht. Auf der Gorringe-Bank, westlich vom Cap St. Vincent, wurde, außer weißen und hellrothen Korallen und kleinen Muscheln auch noch grauer und schwarzer Sand und Schlamm, dann Kies und eine schwammige Substanz vorgefunden.

a) Im Amerikanischen Mittelmeere, d. i. im Caraiben-Meere und im Mexicanischen Golfe besteht der Boden in größeren Tiefen (mehr als 1200 M.) zumeist aus Kalkschlamm, welcher aus den Schalen und Schalentheilchen von Pteropoden, die hie und da durch kleine Partikelchen von Korallen und einer Art Entenmuschel (Scalpellum regium) untermischt sind, gebildet wird. Auf den Bänken und unterseeischen Rücken zwischen und an den Westindischen Inseln wurde Korallen-Fels und Korallen-Sand angetroffen. Im Mexicanischen Golfe sind auch die Senkstoffe des Mississippi bis tief in die See hinein zu constatiren. — Was das thierische Leben am Grunde des Meeres betrifft, so zeigte sich der östliche Theil des Caraiben- Meeres in Lee der Windwards Inseln daran viel reicher als die westlichen Gebiete.

b) Im Mittelländischen Meere (Romanischen Mittelmeere) sind es meist Küstenablagerungen, welche den Meeresboden bedecken. Die Bestandtheile, welche die in dieses Meer sich ergießenden Ströme mitführen, lassen sich an vielen Stellen deutlich nachweisen. Zwischen 41°5—43°5 N. Br. und 5°—9° O. Lg. zeigte sich stellenweise auch Korallen-Grund, und in 41° 58′ N. Br. u. 8° 3′ O. Lg. Globigerinen-Schlamm. — Das Schwarze Meer zeigt auf seinem Grunde neben den Abbröcklungen des umliegenden Küstenmaterials, ebenfalls den dunkeln, von den einmündenden Flüssen zugeführten Sand und Schlamm. — Der Boden des Adriatischen Meeres ist hauptsächlich mit Sand und Schlamm bedeckt. An der Ostküste ist an einigen Stellen auch Felsgrund vorhanden. — Der Sand im Adriatischen, wie auch im (südlich davon gelegenen) Sicilisch-Ionischen Meere besteht vorherrschend aus Quarzsand und Quarzsand-Conglomeraten. Hie und da zeigen sich Magnetitkörnchen und in 37° 52′ N. Br. und 15° 23′ O. Lg. wurde auch Magnesiaglimmer nachgewiesen.[2]

---

[1] Hydr. Proceed. 1875. „Valorous“ unter Kapitän L. Jones. — Annal. d. Hydr. 1876, p. 108. 1877, p. 69, 1879. V. — E. Behm. Geogr. Jahrb. 1876. VI.

[2] Mitth. aus dem Gebiete des Seewesens 1881, p. 64—70.

c) Der Grund in der Ost-See ist im östlichen und westlichen Theile wesentlich verschieden. — Der östliche Theil ist auffallend arm an kohlensaurem Kalk. Im westlichen Theile finden sich viele schwarze schießpulverähnliche Körner, die aus humusreichem Lehm bestehen. — Im allgemeinen ist der Boden ziemlich reich an organischen Substanzen. Grober und feiner Sand, bestehend aus Quarz, Orthoklas, Hornblende und Augit ist häufig, und zwar hauptsächlich auf den Bänken. An den vertieften Stellen trifft man auf weichen Schlick oder harten Thon.[1] Außerdem trifft man auf Geschiebe in unzusammenhängenden Streifen, welche wahrscheinlich parallel zur schwedischen Küste streichen. Die erratischen Blöcke, welche sich besonders häufig im Finnischen und Bottnischen Golfe vorfinden, rühren aus der Eiszeit her.[2]

d) In der Nord-See ist der Grund im Gegensatze zu jenem der Ost-See steinfrei. Es fehlen hier die dort massenhaft vorkommenden erratischen Blöcke, welche dem Arbeiten mit den Grund-Netzen so hinderlich sind. Man findet außer Sand und Schlamm noch Muschelgrund und kleine Steine.[3]

II. Bodenbeschaffenheit des Nördlichen Eismeeres.

Im Nördlichen Eismeere hatte man bisher größtentheils nur Gelegenheit jene Küstenablagerungen längs der Ufer zu beobachten, welche aus den abgelösten Bestandtheilen der angrenzenden Festlands-Massen bestehen oder die durch die Flüsse zugeführt werden.

Etwas genauer ist uns jedoch die Bodenbeschaffenheit im Europäischen Nordmeere bekannt. In den geringeren Tiefen und näher der Küste trifft man in diesem Meere meistens auf grau-blauen Lehm von fester Consistenz. Derselbe ist an vielen Stellen mit Sand und kleinen Steinen gemengt. Auf den Küstenbänken herrscht harter Steinboden vor. Bei der Insel Jan Mayen fand man schwarzen Schlamm und Sand vulcanischen Ursprungs, — in größeren Tiefen auch Glimmerschiefer und Granit.[4]

---

[1] Bericht der Commission z. wissensch. Unters. d. deutschen Meere. 1873, I. p. 57—63. — Annal. d. Hydr. etc. 1879, VI.

[2] Ausland. 1882. Nr. 14 u. 16. Dr. F. G. Hahn: Über einige Aufgaben der Tiefsee-Forschung.

[3] Bericht der Commission z. wissensch. Unters. d. deutschen Meere. 1875, II., p. 8.

[4] Petermanns geogr. Mitth. 1878. VI., p. 230.

In den größeren Tiefen, jedenfalls in jenen über 1829 Meter (1000 Fd.) ist überall feiner Schlamm (Biloculina-Schlamm nach den vielen darin enthaltenen Foraminiferen) von breiartiger Consistenz vorhanden. „Das einen Meter lange Senkblei" sagt Mohn[1] „sinkt oft darin ganz hinein." Die bräunlich oder gelblich-graue, sehr plastische Substanz besteht aus Thonerde-Silicaten mit viel Eisenbeimengungen und wenig kohlensaurem Kalk.

Über dem Boden in der Tiefe sind viele größere und kleinere zerstreut liegende Steine vorhanden, ja an manchen Stellen ist derselbe mit solchen ganz übersäet. Man findet unter diesen Steinen Granit, Gneis, Hornblendeschiefer, Quarzschiefer und Glimmerschiefer. Nur an einzelnen wenigen Stellen südlich der Lofoten hob man Kreide- und kleine Feuerstein-Stücke auf. Unter den vielen Steinen, die zwischen Spitzbergen und Grönland liegen, zeigten sich auch Marmorstücke. — Außerdem beherbergt der Boden dieses Meeres selbst in hohen Breiten und bedeutenden Tiefen eine große und formreiche Zahl von Thieren.[2]

Zwischen Spitzbergen und Nowaja-Semlja fand man Schlamm und Thon. Ganz in der Nähe der Küsten wohl auch Sand, Steine und Muscheln.

Nördlich der Berings-Straße constatirte man in der Nähe der Küste feinen Sand. In größerer Entfernung von derselben und bei zunehmender Tiefe wurde grüner Thon aufgehoben. — Längs der ganzen Nordküste Sibiriens, zwischen der Berings-Straße und der Kara-See, und auch noch in der letzteren, fand die Vega-Expedition durchwegs Schlamm, dem nur selten kleine Steine beigemengt waren.

In der Davis-Straße (Valerous-Exp.) wurde meist Schlamm, weniger Sand und Thon nachgewiesen. Mac Clintock brachte auch in der Baffin-Bai mit seinen Loth-Apparaten nur weichen Schlamm an die Oberfläche. Nördlich der Insel North Somerset stieß man auf Stein- und Sandgrund.

III. Bodenbeschaffenheit des Südlichen Eismeeres.

145. So wie über die Tiefen und sonstigen oceanographischen Verhältnisse ist uns auch über die Grundbeschaffenheit des Südlichen

[1] Prof. H. Mohn. Petermann's geogr. Mitth. 1880, Erg. H. 63, p. 8 u. 9.
Eine ganz ähnliche Wahrnehmung wurde während der Sondirungs-Arbeiten am Telegraphen-Plateau gemacht, wo auch der Sondirungs-Apparat oft 3—4 M. tief in den Bodenschlamm einsank. M. s. Petermanns geogr. Mitth. 1856, p. 377.

[2] Annal. d. Hydr. etc. 1882, VI., p. 329. — 1882, p. 391 etc.

Eismeeres fast gar nichts bekannt. Nahe dem Südlichen Polarkreise, unweit des Determination-Landes, fand der „Challenger“ gelblichen Thon. untermischt mit Kies, Diatomeen, Radiolarien und Globigerinen. Demnach ist es wahrscheinlich, dass sich die gleiche Grundbeschaffenheit auch über einzelne Gebiete des Antarktischen Eismeeres verbreitet.

IV. Bodenbeschaffenheit des Indischen Oceans.

146. Am Grunde des Indischen Oceans wurde, außer den Bodenablagerungen, welche wir im Atlantischen Ocean kennen gelernt haben, auch noch Diatomeen-Schlamm constatirt, welcher ganz besonders in den südlicheren Partien in Tiefen von 2300 bis 3600 Meter in reichlicher Menge vorgefunden wurde. Zwischen 80° und 100° O. Lg. reicht diese, dem Indischen Ocean eigenthümliche Bodenablagerung noch über den 60. Grad südlicher Breite hinaus. Zwischen denselben Meridianen, jedoch noch näher dem Polarkreise, also schon in der südlichen Eisregion, fand der „Challenger“ grünen und blauen Schlamm und gelblichen Thon mit Kies, Diatomeen, Radiolarien und Globigerinen untermischt. Die Thon- und Kiesmassen verdanken ihre Existenz an dieser Stelle wahrscheinlich dem Gletschereis, welches sie zuführt und beim Schmelzen zu Boden fallen lässt. — Die tieferen Einsenkungen dieses Oceans überlagert rother Tiefsee-Thon, und die zwischen den Becken liegenden Erhebungen Globigerinen-Schlamm. — In der Nähe des Landes zeigen sich allenthalben die zu erwartenden Küstenablagerungen. — Südlich vom Cap der guten Hoffnung wurde am Meeresboden ein reiches animalisches Leben angetroffen, das sich zum Theile demjenigen ähnlich zeigte, welches am Grunde des Nordatlantischen Oceans beobachtet wurde. Der Meeresboden auf der Agulhas-Bank ist von grünlicher Farbe. Der dort aufgehobene Schlamm enthielt viele kristallinische Partikelchen von Foraminiferen, jedoch nur wenige Diatomeen. Zwischen dem Caplande und den Edwards-Inseln wurde Globigerinen-Schlamm, in der Nähe der Crozet-Inseln Basalt und mit Foraminiferen gemischter Sand,[1] und in der Nähe der Kerguelen dunkler Schlamm von stark schwefeligem Geruche constatirt. Nördlich und südlich dieser letzteren Inseln zeigte sich ebensowohl Globigerinen-Schlamm, als auch grauer und grau-grüner Schlick mit Diatomeen. Weiter gegen St. Paul und Neu-Amsterdam fand man weißen und grau-gelben Globigerinen-Schlamm, dann nahe an den eben genannten Inseln selbst, Fels und schwache Spuren von vulcani-

[1] Annal. d. Hydr. etc. 1876, p. 55.

schem Sand. Bei Mauritius brachten die Grund-Apparate Schlick und gelben Sand zu Tage. Von dieser Insel bis zur Westküste von Australien (Dirk-Hartog) beobachtete die „Gazelle“ größtentheils grau-gelben oder braunen Globigerinen- und chocoladbraunen thonigen Schlamm. Von der Australischen Küste, an welcher sich feiner Sand und heller Schlamm zeigte, folgt gegen Timor zu Globigerinen- und chocoladbrauner Schlamm, dann brauner thoniger Schlamm, blau-grauer Tiefsee-Thon, Globigerinen-Schlamm mit Tiefsee-Thon gemengt, und um Timor selbst, schwarz-grüner und braun-grauer sandiger Schlamm. Der Grund zwischen Indien und der Afrikanischen Küste ist durchwegs mit weichem Schlamme bedeckt.

Im Persischen Golfe ist vornehmlich Schlamm, im Rothen Meere dagegen Sand-Grund vorhanden.

V. Bodenbeschaffenheit des Großen oder Stillen Oceans.

Im Großen Ocean ist der Tiefsee-Thon, reichlich mit Braunsteinknollen durchsetzt, vorherrschend. Der Globigerinen-Schlamm fehlt nördlich des 10. Breiten-Parallels in diesem Ocean ganz. Stellenweise tritt Radiolarien-Schlamm auf.

Im ganzen nördlichen Theile des Stillen Oceans ist der Meeresboden an den Rändern größtentheils mit einem gelblichbraunen Schlamme bedeckt, der gegen die Ufer zu mit Sand und Kies untermischt ist. Im Golfe von Californien und an der Westküste von Mexico wurde meistens blauer und grüner Schlamm und Schlick, seltener dunkler Schlamm, feiner und grober Sand oder Steingrund vorgefunden. Im Südlichen Pacific constatirte der Dampfer „Dacia“ zwischen Callao und Valparaiso fast durchwegs Schlammgrund, hie und da feinen oder groben, manchmal mit Kies versetzten Sand, und eine ähnliche Bodenbeschaffenheit wurde auf dem V. St. S. „Alaska“ im September 1881 an der Küste von Peru gefunden. Eine Ausnahme hievon zeigte sich nur in 11° 53′ S. Br. und 78° 40′ W. Lg., also allerdings schon in mehr als 80 Seemeilen vom Ufer, wo in einer Tiefe von 3689 M. außer schwarzem Sand auch Lava vom Grunde aufgehoben wurde.[1] — Andere Küstenablagerungen sind durch das Materiale charakteristisch, welches die Flüsse an ihren Mündungen absetzen. Der gelbe Schlamm des Hoangho

[1] Hydrographic Notice. Washingt. 1881, Nr. 71 u. 73 u. 1882, Nr. 3. — Annal. der Hydr. etc. 1882, II., p. 116 etc. und 1882, III., p. 195 etc.

z. B. wird weit in den Ocean hineingeführt und hat dem Gelben Meere seinen Namen verschafft.

In den geschlossenen Becken der Banda- Celebes- und China-See, in welchen der Globigerinen-Schlamm und Tiefsee-Thon gänzlich fehlen, fand man grauen und blauen Schlamm und Thon. Dieselben Ablagerungen wurden an den Küsten von Neu-Seeland, Neu-Guinea, Japan und an jenen der Philippinen beobachtet. In den mittleren Tiefen der Japan-See zeigte sich grau-grüner Sand und Schlamm, und an den tiefsten Stellen rothe Erde und grauer Schlick.[1]

Der bei den Kurilen und Aleuten heraufgebrachte Schlamm enthielt grau-schwarzen Sand, Kies und Lavastücke.

Bei den Admiralitäts-Inseln, bei Tahiti, bei den Viti-Inseln, bei Tongatabu und den Virginischen Inseln wurde als Bodenablagerung Korallen-Schlamm und Sand constatirt. Um die Sandwich-Inseln findet sich ebenfalls grau-weißer Schlamm und Korallen-Sand. Zwischen diesen Inseln und der Nordgrenze des Oceans (in der Tuscarora-Tiefe) so wie auch südlich derselben, traf man auf grauen und rothen Tiefsee-Thon. Östlich und westlich von denselben constatirte die „Tuscarora" größtentheils gelb-braunen Schlamm. Auf dem Querschnitte zwischen den Sandwich und Bonin-Inseln, und an den Abhängen der Peel-Insel zeigte sich auf dem dortigen gewellten Boden abwechselnd Korallen-Schlamm Korallen-Kalk und Lava.

„Diese letztere Thatsache, in Verbindung mit der von Darwin aufgestellten und von Dana bestätigten Theorie des Wachsthums der Korallen, setzt es außer Zweifel, dass das weite Gebiet des nördlichen Stillen Oceans zwischen den Hawaii-Inseln und Japan ein Gebiet einer großen und schnellen Senkung innerhalb einer sehr neuen geologischen Epoche ist. Das Aufhören des Wachsthums der Korallen[2] auf den sieben Bodenerhebungen im Stillen Ocean zeigt ein so rasches Sinken dieses Gebietes an, dass das Wachsthum der Korallen nach oben (dessen Tiefengrenze bekanntlich 36 M. beträgt) mit dem Sinken des Bodens nach unten nicht hat gleichen Schnitt halten können, und dass die Korallen, alsbald starben, als sie tiefer und tiefer sanken. Die Hawaii-Inseln bilden bekanntlich einen vulcanischen Herd, ebenso sind die

[1] Annal. d. Hydr. etc. 1880, I., p. 58.

[2] Über Korallen-Riffbildungen. Vgl. den III. Abschnitt. Horizontale Glied. des Meeresbeckens. — Für den vorliegenden Fall ist die Darwin'sche Theorie jedenfalls zutreffend.

Bonin-Inseln vulcanisch; es ist also wahrscheinlich, dass jene sieben Erhebungen, auf einigen von denen Lavastücke gelothet worden sind. ehemals eine Kette von submarinen Vulcanen bildeten. (Vgl. Carpenter in Proceed. of the R. Geogr. Soc. Vol. XIX. p. 572.)

Dieser Schnelligkeit des Sinkens des Bodens des nördlichen Stillen Oceans, in Folge vulcanischer Actionen, ist es auch vielleicht beizumessen, dass in ihm die zahlreichen kleinen Korallen-Inseln fehlen, welche für die tropischen und südlichen Theile des Stillen Oceans so charakteristisch sind."[1]

Im westlichen und mittleren Theile des Stillen Oceans, dann in einem Theile des Malayschen Archipels dominirt der Radiolarien-Schlamm, und zwar wurde derselbe hauptsächlich zwischen 15° N. Br. und 10° S. Br. und 140° O. Lg. und 150° W. Lg. angetroffen. Nur ganz in der Nähe des Äquators zeigte dieses Gebiet an einzelnen Stellen Unterbrechungen durch Globigerinen-Schlamm. — Von den Sandwich- nach den Gesellschafts-Inseln wechseln am Meeresboden Radiolarien und Globigerinen-Schlamm ab. Der erstere wurde auf dieser Linie zwischen 12° und 7° N. Br. und 152° und 147° W. Lg., dann zwischen 2° und 10° S. Br. und 152° und 153° W. Lg. nachgewiesen, während man den Grund zwischen diesen Gebieten mit Globigerinen-Schlamm bedeckt fand. Im Südpacifischen Ocean wird der Globigerinen-Schlamm überhaupt wieder häufiger angetroffen; und zwar enthalten die tieferen Einsenkungen den Tiefsee-Thon, während die zwischen diesen liegenden Erhebungen zumeist mit Globigerinen-Schlamm bedeckt sind.

Zwischen Australien und Neu-Seeland, und ebenso zwischen der Torres-Straße und den Fidji-Inseln wechseln am Grunde Tiefsee-Thon und Globigerinen-Schlamm ab.

Um den 40. Parallel südlicher Breite zeigte sich zwischen 118° — 140° W. Lg. Tiefsee-Thon, und zwischen 82°—118° W. Lg. Globigerinen-Schlamm mit einer Unterbrechung von Tiefsee-Thon um den 100. Meridian westlicher Länge.

Zwischen den St. Ambrose-Inseln und der Juan-Fernandez-Gruppe, wie auch zwischen diesen Inseln und der Südamerikanischen Küste fand der „Alert" Schlammgrund auf.

Längs des 20. Breiten-Parallels folgt von Chile aus nach Westen auf den Küstengrund zunächst rother Thon, alsdann von ca. 91° bis 136°

---

[1] Dr. G. v. Boguslawski in den Annal. d. Hydr. etc. 1879, VIII.

W. Lg. Globigerinen-Schlamm. In 22° 49′ S. Br. und 138° 32′ W. Lg. wurde in 4023 M. Tiefe „harter Grund", und in 11° 32′ S. Br. und 165° 25′ W. Lg. in 1783 M. Tiefe Korallen-Sand aufgefunden.[2]

Im Schlamm und im Thon finden sich außer den Braunstein-Kollen, welche besonders häufig nörd- und südlich der Sandwich-Inseln, nördlich der Insel Tahiti und zwischen dieser Insel und Valparaiso vorkommen, auch nicht selten Stücke von Bimstein und Lava. Diese letztern Beimengungen traf man in größerer Menge besonders südlich der Freundschafts-Inseln in der ungefähren Breite von 25° Süd.

[2] Hydr. Not. London. 1881, Nr. 13. — Annal. d. Hydr. etc. 1881, VIII., p. 449.

V. Abschnitt.

Chemische Beschaffenheit des Meerwassers.[1]

Chemische Bestandtheile.

Das Meerwasser enthält salzartige Verbindungen, Gase und organische Substanz gelöst. Selbstverständlich machen die im Wasser chemisch vereinten Elemente, Wasserstoff und Sauerstoff, die Hauptmasse des Seewassers aus.

Von den Salzen herrscht das Kochsalz oder Chlornatrium ($NaCl$) vor, welchem das Seewasser seinen salzigen Geschmack verdankt. Außerdem kommen in geringeren, aber durch die Gewichtsanalyse noch leicht nachweisbaren Mengen vor: Schwefelsaure Magnesia oder Bittersalz ($Mg\,SO_4$), welches dem Meerwasser den widerlich bitteren Beigeschmack verleiht, schwefelsaurer Kalk oder Gyps ($Ca\,SO_4$), Chlorkalium (KCl), Chlormagnesium ($MgCl_2$) und Brommagnesium ($MgBr_2$).

Ferner finden sich im Meerwasser Salze, welche sich wohl der Quantität nach bestimmen lassen, aber in sehr geringer Menge vorkommen und deshalb von vielen Chemikern bei der quantitativen Analyse des Seewassers nicht berücksichtigt werden. Dahin gehören: Doppeltkohlensaurer Kalk (CaC_2O_5), doppeltkohlensaure Magnesia (MgC_2O_5), doppeltkohlensaures Eisen (FeC_2O_5), phosphorsaurer Kalk

[1] Allgemeine Erdkunde von Dr. Hann, Dr. Hochstetter und Dr. Pokorny. — Muspratts technische Chemie. — Über den Salzgehalt des Wassers im norwegischen Nordmeere von Herkules Tornöe (in den Sitzungsberichten der k. k. Akademie der Wissenschaften, Bd 81). — Beiträge zur Chemie des Meerwassers, von Dr. O. Jakobsen, über die Luft des Meerwassers, von demselben Verfasser (in den Berichten der deutschen Commission zur wissenschaftlichen Erforschung der deutschen Meere). — Berichte der Adria-Commission der k. k. Akademie der Wissenschaften. — Physikalische Untersuchungen im Adriatischen Meere, von J. Wolf, J. Luksch und Dr. J. Köttstorfer. — Geographisches Jahrbuch von Behm, VII. Bd. — Flusswasser, Meerwasser und Steinsalz, von Roth (in der Sammlung wissenschaftlicher Vorträge, von Rud. Virchow und Fr. v. Holtzendorff). — Physik des Meeres, von Dr. Kayser. — Oceanographie von Dr. Aug. Jilek.

($CaH_4[PO_4]^2$), Kieselerde (SiO_2), Salmiak (NH_4Cl), Chlorlithium ($LiCl$) und Chlorrubidium ($RbCl$).

Die nachfolgende Tabelle von Analysen möge ein Bild von der Zusammensetzung des Meerwassers geben. [1]

1000 Grm. Wasser enthalten:

Bestandtheile	Eismeer	Atlantischer Ocean	Indischer Ocean
	69° 55′ n. Br. 49° 30′ östl. L. 23. Juli 1870	64° 55′ n. Br. 8° 15′ östl. L. 23. Juni 1870	8°5 n. Br. 68°3 östl. L. 19. Oct. 1875
Chlornatrium $NaCl$	25·8117	27·3726	28·8911
Chlorkalium KCl	0·5627	0·5921	0·6592
Chlorrubidium $RbCl$	0·0172	0·0190	0·0212
Calciumsulfat $CaSO_4$	1·2687	1·3229	1·5382
Magnesiumsulfat $MgSO_4$	2·1373	2·2437	2·1637
Chlormagnesium $MgCl_2$	3·2004	3·3625	3·3263
Brommagnesium $MgBr_2$	0·0509	0·0547	0·0558
Calciummetaphosphat CaP_2O_6	0·0149	0·0156	0·0031
Calciumbicarbonat CaC_2O_5	0·0442	0·0625	0·0165
Eisenbicarbonat FeC_2O_5	0·0022	0·0026	0·0040
Kieselerde SiO_2	0·0144	0·0149	0·0018
Mineralsalze	33·1246	35·0631	36·6809

Weiter hat man im Seewasser noch viele andere Substanzen nachgewiesen, die aber in so geringer Menge vorhanden sind, dass nur die Gegenwart derselben constatirt werden konnte. Man fand diese Stoffe meist durch die Spectral-Analyse bald im eingedampften Rückstand größerer Massen von Seewasser, bald im Kesselabsatz der Seedampfer, bald in der Asche der marinen Pflanzen und Thiere. Hieher gehören Verbindungen mit folgenden Grundstoffen: Jod, Fluor, Bor, Mangan, Aluminium, Baryum, Strontium, Cäsium, Nickel, Cobalt, Zink, Blei, Kupfer, Silber und Arsen. Die ersten acht Elemente wurden unmittelbar im Meerwasser gefunden, dagegen hat man die Grundstoffe

[1] Aus den hydrologischen Untersuchungen, von Prof. Dr. Carl Schmidt in Dorpat.

Nickel bis Arsen in der Asche der Seethiere und Seepflanzen entdeckt und aus diesem Vorkommen auf das Vorhandensein dieser Metalle im Meerwasser geschlossen, da die marinen Organismen ihre Nahrung nur aus dem Meere aufnehmen.

Übrigens wurden von Malaguti und Durocher direct im Abdampfrückstande des Meerwassers Blei, Kupfer und auch Silber nachgewiesen, nachdem man durch den Silbergehalt des Niederschlages, der sich auf dem Kupferüberzuge eines bei Valparaiso längere Zeit auf dem Meeresgrunde gelegenen Schiffskiels gebildet hatte, auf die Gegenwart dieses Elementes aufmerksam gemacht worden war. Sie haben aus ihren Untersuchungen berechnet, dass das Weltmeer 200 Millionen Tonnen Silber enthalte, eine Menge dieses edlen Metalles, welche den Wert von 1·8 Billionen Gulden repräsentirt. Sonstadt will auch Gold im Meerwasser entdeckt haben.

Wenn man nun auch außer den bisher angeführten andere chemische Elemente im Meerwasser nicht gefunden hat, so muss man doch annehmen, dass alle Grundstoffe der Erde im Seewasser vorkommen. Es existirt kein Element, welches nicht die eine oder die andere im Wasser lösliche Verbindung bildet, und alle Wässer des Festlandes wirken namentlich durch ihren Kohlensäure-Gehalt zerstörend und lösend auf die Mineralien der festen Erdrinde und führen deren Umwandlungs-Producte dem Meere zu. Wenn viele von diesen Substanzen noch nicht sichtlich nachgewiesen sind, so rührt dies von der ungemeinen Verdünnung her, mit der sie sich im Meerwasser gelöst finden.

Salzmenge.

149. Dampft man ein gewogenes Quantum Meerwasser zur Trockne ein, so erhält man das Gewicht der gelösten festen Stoffe oder den Salzgehalt des Meeres.

Im Wasser der offenen Meere bleibt die Salzmenge überall ziemlich constant. Professor Dr. O. Jakobsen hat als Mittel von 46 Salzbestimmungen mittelst des specifischen Gewichts aus den Gewässern aller offenen Meere 3·52% mit Differenzen von 3·35 bis 3·64% gefunden.[1]

In den offenen Meeren, wie im Atlantischen und Stillen Ocean, besitzt das Oberflächen-Wasser in der Passatregion die meisten Procente

[1] Nimmt man (nach Otto Krümmel) die mittlere Tiefe sämmtlicher Meere zu 3438 M. (ca. eine halbe geogr. Meile) und die Meeres-Oberfläche zu 6,800.000 geogr. □Meilen, so beträgt die absolute Menge der im Meerwasser gelösten Salze ungefähr 50.000 Billionen Tonnen. Würde das Meerwasser verdampfen und nur das Salz zurücklassen, so müsste das letztere den Meeresboden in einer Höhe von ca. 60 M.

Salz (3·7$^{0}/_{0}$), indem das Wasser wegen der hohen Temperatur und dem continuirlichen Wechsel der Luft rasch verdunstet. Gegen den Äquator zu nimmt der Salzgehalt an der Oberfläche bis 3·5 und 3·4$^{0}/_{0}$ ab, da in der Calmenzone reichliche Niederschläge stattfinden; ebenso vermindert sich die Salzmenge gegen größere Breiten zu bis 3·4 und 3·3$^{0}/_{0}$, indem das Wasser wegen geringerer Wärme weniger verdunstet und durch häufige Regen, sowie durch Schmelzen des Eises verdünnt wird. Wo das Oberflächen-Wasser weniger als 3·5$^{0}/_{0}$ Salz enthält, steigt die Salzmenge gegen die Tiefe allmählich bis 3·5$^{0}/_{0}$; zwischen 40° nördlicher und südlicher Breite fällt dagegen nach den Beobachtungen der Challenger-Expedition die Salzmenge bis zur Tiefe von 1463 bis 1829 M. (800—1000 Fd.) auf 3·4$^{0}/_{0}$, um dann gegen den Grund bis 3·5$^{0}/_{0}$ wieder zuzunehmen.

Je mehr ein Meerestheil gegen das allgemeine Weltmeer abgeschlossen ist, desto mehr weicht der Salzgehalt vom normalen ab. So enthält schon der Nordatlantische Ocean um einige Hundertel Procente Salz mehr, als der Südatlantische Ocean. Noch auffälliger wird die Salzmenge in solchen kleineren Meeren alterirt, welche mit dem Weltmeere nur durch schmale Meerengen zusammenhängen. Je nachdem die Verdunstung oder die Zufuhr von Fluss- und Regenwasser überwiegt, steigt oder fällt die Salzmenge. So beträgt der Salzgehalt des Mittelmeeres 3·7—3·8$^{0}/_{0}$, steigt im Adriatischen Meere in der Tiefe auf 3·9$^{0}/_{0}$ und im Rothen Meere nach Forchhammer sogar auf 4·3$^{0}/_{0}$ (die größte Menge für oceanisches Wasser), indem diese Meere von warmen Landmassen umgeben sind, durch deren Einfluss mehr Wasser verdunstet, als süßes Wasser zufließt.

Übertrifft dagegen in einem theilweise abgeschlossenen Meeresbecken der Zufluss von süßem Wasser die Verdunstung, so wird das Seewasser salzärmer. Dies ist der Fall beim Schwarzen Meere mit 1·77$^{0}/_{0}$ Salze, beim Asow'schen Meere mit 1·2$^{0}/_{0}$ und besonders bei der Ost-See, in welcher die Salzmenge von Westen (mit ungefähr 2$^{0}/_{0}$) gegen Osten bis 0·25$^{0}/_{0}$ herabfällt und das Wasser im Bottnischen Meerbusen fast trinkbar wird.

Noch größere Differenzen im Salzgehalt treten bei Binnenmeeren auf, welche keinen Abfluss besitzen. So enthält das südliche Becken

---

bedecken, wenn man sich das Salz gleichmäßig vertheilt und den Meeresgrund eben denkt. Würde diese Salzmasse das Festland von Europa (mit einem Flächenraume von 9,895.000 □Km.) überdecken, so wäre dieser Welttheil mit einer Salzkruste von ca. 2200 M. Höhe (ungefähr ein Drittel geogr. Meile) überzogen und drei Viertel dieser Salzmasse wären reines Kochsalz.

des Caspischen Meeres 1·3% Salze, der von diesem Meere fast abgeschlossene Busen von Karabugas aber 28·5%, der Aral-See 1·1%, der Urmia-See 22%, der Van-See 2%, das Todte Meer 25·5%, der große Salzsee von Utah (1852) bei niedrigem Wasserstande 22·3% und (1873) bei 10' höherem Wasserstande 13·4%.

Verhältnis der einzelnen Bestandtheile untereinander.

150. Die Natur der Salze des Meerwassers sowie das quantitative Verhältnis derselben untereinander wechselt so wenig, dass man im allgemeinen die Zusammensetzung der im Seewasser gelösten Salze als eine constante ansehen kann. Nach einem Durchschnitte von 10 Analysen nach Schmidt (in Dorpat) bestehen 100 Gewichtstheile des Salzrückstandes aus: [1]

Chlornatrium	78·6%
Chlormagnesium	9·6%
Schwefelsaurer Magnesia	6·5%
Schwefelsaurem Kalk	3·7%
Chlorkalium	1·8%
Brommagnesium	0·2%
Doppeltkohlensaurem Kalk	0·1%

Nach Professor Dr. O. Jakobsens zahlreichen Wasser-Analysen aus allen offenen Meeren differirt in 100 Gewichtstheilen Salz das Chlor von 55·13—55·41% und Schwefelsäure-Anhydrid (SO_3) von 6·34—6·69%. Professor Dr. Köttstorfer fand bei der Analyse von 72 Meerwasser-Proben aus dem Adriatischen Meere im Salzrückstand 54·73—55·25% Chlor und 6·30—6·38% SO_3, und Tornöe in nahezu 200 Wasserproben aus dem Nordmeere 54·33—56·04% Chlor. Es schwankt daher der Chlorgehalt von 54·33—56·04% und die Menge von Schwefelsäure-Anhydrid von 6·30—6·69% des Salzgehaltes. Diese Unterschiede sind wohl nicht nennenswert, wenn man bedenkt, dass die zur Analyse genommenen Wasserproben von den verschiedensten Stellen des Meeres stammen.

Sowie diese beiden Körper sind auch die anderen Bestandtheile des Seewassers immer in nahezu gleicher Percentmenge des Salzgehaltes vorhanden.

Durch die qualitativ und quantitativ gleiche Natur der aufgelösten Substanzen unterscheidet sich hauptsächlich das Meerwasser von dem

[1] Allgemeine Erdkunde von Dr. Hann, Dr. Hochstetter und Dr. Pokorny. 3. Aufl. S. 141.

auf dem Continente sich befindlichen sogenannten süßen Wasser. Alle Wässer des Festlandes enthalten Salze aufgelöst und bisweilen in größerer Menge als das Meer. Überschreitet ihr Salzgehalt eine gewisse Grenze, so werden sie Mineralwässer genannt. Aber die in den süßen Gewässern aufgelösten Salze sind qualitativ oft sehr verschieden je nach dem Gestein, welches dieselben ausgelaugt haben. Nie findet man Proben von Meerwasser, welche in Bezug auf die Qualität der aufgelösten Substanzen und auf das gegenseitige Gewichtsverhältnis nur annähernd derartig differiren, wie oft Mineralwässer vom gleichen Salzgehalt.

Methoden zur Bestimmung des Salzgehaltes.

151. Bestimmungen der im Meerwasser aufgelösten Salzmengen durch Eindampfen von gewogenen Wassermengen und durch Abwägen des Salzrückstandes können während einer Reise auf einem Schiffe nicht ausgeführt werden, denn sie nehmen sehr viel Zeit in Anspruch und erfordern eine empfindliche Wage, deren Gebrauch die Bewegungen des Fahrzeuges verbieten. Glücklicher Weise zeigt uns die Eigenthümlichkeit des Meerwassers den Weg nach einfacheren Methoden, welche auch auf Schiffen und von Laien angewendet werden können.

Da nach dem früheren die im Meerwasser aufgelösten Substanzen überall nahezu in demselben Gewichtsverhältnisse vorkommen, so muss offenbar der Salzgehalt im geraden Verhältnis zum specifischen Gewicht stehen und Meerwässer von gleichem Salzgehalte werden dieselbe Dichte besitzen. Ganz anders ist es bei Mineralwässern, welche bei gleicher Salzmenge ganz verschiedene specifische Gewichte haben können, wenn die darin aufgelösten Salze der Qualität und der gegenseitigen Quantität nach differiren: denn die einzelnen Salze beeinflussen in wässeriger Lösung das specifische Gewicht in verschiedener Weise, so z. B. hat eine 1procentige Kochsalz-Lösung die Dichte 1·0072 und eine 1procentige Glaubersalz-Lösung 1.0091.

Es besteht daher zwischen dem Salzgehalte und dem specifischen Gewichte des Meerwassers eine bestimmte Verhältniszahl. Doch bleibt dieselbe nur dann gleich, wenn das specifische Gewicht stets bei derselben Wasser-Temperatur genommen oder auf dieselbe Temperatur umgerechnet wird. Die Deutschen verwenden bei Berechnung dieser Zahl die Dichte (s) des Meerwassers bei 14° R.=17·5° C. und nehmen als Einheit der Dichte das destillirte Wasser von derselben Temperatur an. Mittelst Division der aus der Gewichts-Analyse hervorgegangenen Salz-Procente (p) durch die Dichte weniger 1 erhalten sie die Zahl 131. Die Engländer dagegen kommen zur Verhältniszahl 135 und beziehen

dieselbe auf das specifische Gewicht (S) des Meerwassers von 60° F.= 15·56° C. bei Annahme des destillirten Wassers von 4° C. als Einheit des specifischen Gewichtes.

Wenn nun $\frac{p}{s-1} = 131$ ist, so folgt $p=131\ (s-1)$ oder nach der Annahme der Engländer $p=135\ (S-1)$. Bestimmt man daher das specifische Gewicht des Meerwassers mittelst empfindlicher Aräometer bei gleichzeitiger Beobachtung der Wasser-Temperatur und rechnet die gefundene Dichte auf diejenige um, welche das Wasser bei 17·5° C. respective 15·56° C. zeigen würde, so erfährt man mit Hilfe der letzten beiden Formeln den Salzgehalt. Es ist dies der einfachste Weg zur Bestimmung der Salzmenge, nur müssen die dazu verwendeten Aräometer sehr empfindlich und genau gearbeitet sein.

Zur Reduction des specifischen Gewichts des Meerwassers von irgend einer Temperatur auf das von 17·5° C.=14° R., unter der Annahme des destillirten Wassers von gleicher Temperatur als Einheit, sei von den Tabellen, welche zu diesem Zwecke entworfen worden sind und ziemlich übereinstimmen, bloß die von Professor Emil Stahlberger angegebene erwähnt.

Tabelle

zur Reduction des specifischen Gewichtes des Seewassers auf die Temperatur von 14° R.

Specifisch. Gewicht	7°	8°	9°	10°	11°	12°	13°	14°	15°	16°	17°	18°	19°	20°	21°
1·0050	8	7	7	6	5	4	2	0	2	4	6	8	10	12	15
1·0100	9	8	8	7	6	4	2	0	2	4	6	8	11	13	16
1·0150	10	9	8	7	6	4	2	0	2	4	7	9	11	14	17
1·0200	12	11	10	8	6	4	2	0	3	5	8	10	12	15	18
1·0250	14	12	11	9	7	5	3	0	3	5	8	11	14	17	20
1·0300	16	14	12	10	8	6	3	0	3	6	9	12	15	18	22
	Negative Correction								Positive Correction						

Die erste Columne enthält die durch den Versuch gefundenen specifischen Gewichte bei einer der am Kopf der übrigen Columnen angegebenen Wasser-Temperaturen. Zur Reduction subtrahirt oder addirt man die Zahl, welche in der Tabelle der abgelesenen Temperatur und dem erhaltenen specifischen Gewicht gemeinsam ist, von oder zu den Decimalen des specifischen Gewichts. Fallen die für das letztere und

für die Temperatur durch den Versuch gefundenen Zahlen zwischen die in der Tabelle angegebenen, so findet man aus derselben durch Interpolation das reducirte specifische Gewicht.

Zur Reduction des specifischen Gewichts des Seewassers auf das von 15·56° C. mit destillirtem Wasser von 4° C. als Einheit kann man nach den Beobachtungen von Hubbard folgende Formel verwenden: $S = 1{\cdot}00208 - 0{\cdot}000006\,(6{\cdot}7 + t)\,t$, wobei t die Temperatur des Wassers nach Celsius während der Ablesung des Aräometers angibt.

152. Außer aus dem specifischen Gewicht kann man auch aus der Chlormenge[1] den Salzgehalt berechnen. Da die im Meerwasser gelösten Substanzen immer in demselben Gewichtsverhältnisse unter einander stehen, so sind auch die Chlormengen dem Salzgehalt stets gleich proportionirt.

Forchhammer hat bei der Analyse von zahlreichen Wasserproben aus dem Nordatlantischen Meere den Salzgehalt durch die Chlormengen dividirt und dabei im Mittel die Zahl 1·81 erhalten. Zu demselben Resultate gelangten auch andere Forscher bei der Untersuchung des Wassers der offenen Meere. In mehr abgeschlossenen Meeren, in denen der Salzgehalt vom normalen bedeutend abweicht, ist auch der für Chlor erhaltenen Coëfficient etwas abweichend. So hat Professor Dr. Köttstorfer als Chlorcoëfficienten für das Adriatische Meer als Mittel von 72 Analysen 1·82 mit Differenzen von 1·81—1·827 gefunden.

Da nun in offenen Meeren der Quotient aus der Salzmenge durch die Procente Chlor gleich 1·81 ist, so findet man den Salzgehalt, wenn man die gefundene Chlormenge mit 1·81 multiplicirt.

Die Bestimmung des Chlorgehalts kann auch ein Nichtchemiker bei einiger Anleitung leicht ausführen, und es wird diese Methode häufig zur Controle der Bestimmung des Salzgehalts aus dem specifischen Gewicht angewendet.

Man benöthigt dazu Folgendes: 2 genau calibrirte Buretten etwa zu 25 Cbcm. Inhalt in $^1/_{10}$ Cbcm. getheilt (siehe umstehende Figur 51); 1 Becherglas; 1 Glasstab; das specifische Gewicht des zu untersuchenden Seewassers; eine titrirte Silberlösung, d. h. eine Lösung von salpetersauren Silber, von der genau bestimmt ist, wie viel Mg. Chlor 1 Cbcm. derselben ausfällt; eine Lösung von chromsauren Kalium; eine Koch-

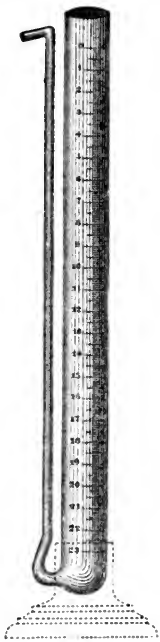
---

[1] Unter Chlormenge ist hier und auch weiter oben bei der Besprechung des Verhältnisses der einzelnen Substanzen untereinander Chlor + Brom zu verstehen (das Atomgewicht des letzteren aber dem des Chlors gleich genommen), da bei der folgenden Bestimmungs-Methode des Chlors gleichzeitig auch das Brom mitgefällt wird.

salz-Lösung oder auch ein Seewasser mit genau bekanntem Chlorgehalt Die Silberlösung ist am besten in der Weise titrirt, dass ungefähr 1 Cbcm. derselben aus 1 Cbcm. Seewasser sämmtliches Chlor und Brom fällt.

Man fülle die eine Burette mit dem zu untersuchenden Meerwasser und die andere mit der titrirten Silberlösung, beide genau bis zum Nullpunkte der Scala.

Fig. 51.



Man gieße dann aus der ersteren 15—20 Cbcm. Seewasser in das Becherglas, setze ein Paar Tropfen von der Lösung des chromsauren Kaliums hinzu und träufle unter fleißigem Umrühren mit einem Glasstäbchen aus der mit Silberlösung gefüllten Burette so lange in das Becherglas, bis der anfangs weiße Niederschlag bleibend roth gefärbt wird. Der letzte Tropfen der zugesetzten Silberlösung soll den Inhalt des Becherglases roth färben, denn dies ist der Moment, in welchem alles Chlor (inclusive Brom) ausgefällt ist. Sollte man zufälliger Weise mehr Silberlösung zugesetzt haben, als zur ersten Rothfärbung nothwendig wäre, so füge man aus der ersteren Burette einige Tropfen Seewasser bei, bis der Niederschlag wieder weiß wird, und setze dann unter beständigem Umrühren von der Silberlösung Tropfen für Tropfen hinzu, bis der letzte Tropfen den Inhalt des Becherglases bleibend roth färbt. Man lese dann die Anzahl Cbcm. des genommenen Seewassers und der verbrauchten Silberlösung ab, nehme vom Meerwasser das specifische Gewicht und berechne aus diesen Daten die Menge des Chlors.

Ein Beispiel möge die Berechnung erläutern. Es wären zur Chlorbestimmung 18·4 Cbcm. Seewasser verwendet worden und zur vollständigen Ausfällung des darin enthaltenen Chlors 19·2 Cbcm. einer Silberlösung nothwendig gewesen, von der jeder Cbcm. 20 Mg. Chlor ausfällt.

$19{\cdot}2 \times 20 = 384$ Mg. wäre daher die Menge des in 18·4 Cbcm. Seewasser enthaltenen Chlors. Ist nun das mit dem Aräometer gefundene specifische Gewicht der untersuchten Meerwasser-Probe 1·0284, so ist das absolute Gewicht der zur Chlorbestimmung gewonnenen Wassermenge $18{\cdot}4 \times 1{\cdot}0284 = 18{\cdot}92$ Grm. Es enthält demnach das geprüfte Seewasser 2·03% Chlor. Multiplicirt man diese Zahl mit dem Coëfficienten 1·81, so enthält man 3·67, d. i. den Salzgehalt des Wassers in Procenten.

Da sich die Silberlösung nach längerer Zeit in ihrer Concentration etwas ändert, so ist es gerathen, dieselbe von Zeit zu Zeit mit der mitgenommenen Probe von Kochsalz-Lösung oder von Seewasser zu vergleichen, von der früher der Chlorgehalt in einem chemischen Laboratorium genau bestimmt worden ist. Man verfährt dabei ebenso wie oben, nur dass die eine Burette anstatt mit zu untersuchendem Seewasser mit der oben angeführten Flüssigkeit gefüllt wird.

Abgesehen davon, dass diese Methode zur Controlirung des mittelst des specifischen Gewichts gefundenen Salzgehalts dienen kann, gewährt sie auf einem sehr bewegten Schiffe mehr Sicherheit, auf welchem die genaue Bestimmung des specifischen Gewichts schwierig — ja oft unmöglich ist. Wenn auch beim Titriren des Chlors das specifische Gewicht nicht ganz umgangen werden kann, so ist hier keine so große Genauigkeit nothwendig, indem Unrichtigkeiten der Dichte auf die erhaltenen Chlor-Procente von weit geringerem Einfluss sind, als wie auf den Salzgehalt, den man direct aus dem specifischen Gewicht berechnet. Es ist auch bei der Chlorberechnung überflüssig, dass man die Dichte des Seewassers auf eine bestimmte Temperatur reducirt. Man hat nur dafür Sorge zu tragen, dass die Temperaturen der Wasserproben einerseits für die Bestimmung des specifischen Gewichts, andererseits für das Titriren des Chlors nicht zu weit differiren.

Gasgehalt des Meerwassers.

153. Von Gasen enthält das Meerwasser Sauerstoff, Stickstoff und Kohlensäure (CO_2) in leicht nachweisbarer Menge absorbirt. Außerdem finden sich hie und da Spuren von Schwefelwasserstoff (H_2S), welcher vom Verfaulen der organischen Substanzen herrührt.

Dass Sauerstoff und Stickstoff, die beiden Hauptbestandtheile der atmosphärischen Luft, im Seewasser vorkommen, kann uns nicht in Erstaunen setzen, da die Oberfläche des Meeres mit der Atmosphäre in unmittelbarer Berührung steht und die Luft vom Seewasser wie vom süßen Wasser in geringer Menge absorbirt wird. Die Atmosphäre enthält in 100 Raumtheilen 21 Theile Sauerstoff und 79 Theile Stickstoff, das

Wasser löst aber die beiden Gase in einem andern Verhältnisse auf. Nach Dalton bestehen 100 Raumtheile von in reinem Wasser gelöster Luft aus 35 Raumtheilen Sauerstoff und 65 Raumtheilen Stickstoff. Dr. O Jakobsen fand in der Luft von 24 Oberflächen-Wasserproben aus der Nord-See als Mittelwert 33·9 Volum-Procente Sauerstoff (mit den Extremen 36·1 und 33·6) und 66·1 Volum-Procente Stickstoff (mit den Extremen 65·9 und 66·4). Ähnliche Beobachtungen machte im Oberflächen-Wasser Buchanan, der Chemiker der Challenger-Expedition, nämlich 33—35% Sauerstoff. Es weicht daher die im Wasser der Meeres-Oberfläche aufgelöste Luft in der Zusammensetzung von der im reinen Wasser absorbirten nicht wesentlich ab.

Dr. O. Jakobsen schöpfte das zur Analyse verwendete Wasser zu verschiedenen Tageszeiten, bei Sonnenschein, bei Nebel- und Regenwetter, bei ruhiger See und bei heftigem Seegang und er konnte keine erheblichen Einflüsse solcher äußeren Umstände auf die Zusammensetzung der im Meerwasser aufgelösten Gase nachweisen.

Morren jedoch will im Jahre 1843 und 2 Jahre später auch Lewy an sonnigen Tagen eine etwas größere Menge Sauerstoff gefunden haben als an trüben regnerischen Tagen. Nach Lewy soll das am Morgen gesammelte Meerwasser weniger Sauerstoff enthalten als das am Abend geschöpfte. Am Bord der „Porcupine" fand man im Oberflächen-Wasser bei unruhiger See mehr Sauerstoff als bei Windstille.

Etwas anders gestaltet sich das Verhältnis zwischen Sauerstoff und Stickstoff in der Tiefe des Meeres. Der an der Oberfläche absorbirte Stickstoff bleibt auch beim Versinken des Oberflächen-Wassers wegen seiner chemischen Indifferenz unverändert gelöst; der Sauerstoff dagegen vermindert sich in der Tiefe, da er theils durch den Athmungs-Process der Meeres-Organismen theils bei der Oxydation der faulenden Substanzen des Meeres verzehrt wird. Nach Dr. O. Jakobson steht die Abnahme von Sauerstoff keineswegs der Tiefe proportional, sondern hängt von localen Bedingungen ab. Er fand bei den Gas-Analysen von 39 Tiefsee-Wasserproben als die äußerste Verminderung des Sauerstoffs das Verhältnis von Sauerstoff zu Stickstoff wie 28·2 zu 71·8 Volumprocente. Nach den Erfahrungen von Buchanan fällt die Sauerstoffmenge bis 300 Faden (549 M.) auf 11%, steigt dann in einer Tiefe von 400 Faden (732 M.) auf 16% und beträgt von 800 Faden (1463 M.) bis zum Grunde 23—24%.

Die nicht sehr bedeutende Verminderung des Sauerstoffs in der Tiefe des Meeres spricht dafür, dass die Wassertheilchen in beständiger

Bewegung sind und dass das Tiefsee-Wasser wieder zum Oberflächen-Wasser wird, um sich neuerdings mit Sauerstoff zu sättigen. Würde das Wasser in der Tiefe stagniren, so müsste bald sämmtlicher Sauerstoff verzehrt sein und Thiere und Pflanzen könnten in einem solchen Wasser nicht mehr existiren. Hie und da finden sich im Meere muldenartige Vertiefungen mit reichlichem Moderstoffe, in denen das Wasser bisweilen längere Zeit stehen bleibt. An solchen Stellen nimmt dann der Sauerstoff oft bedeutend ab, steigt aber wieder rasch, sobald ein Wasserwechsel stattfindet. So fand Dr. O. Jakobsen am 6. November 1872 in der Luft aus dem Grundwasser des Kieler Meerbusens bloß 16·6 Volumprocente Sauerstoff, die aber bald darauf in Folge des so bekannt gewordenen Ostsee-Sturmes, welcher große Mengen frischen Seewassers in die Kieler Bucht hineinführte, auf 29 stiegen.

154. Was die absolute Menge der in Seewasser absorbirten Luft (abgesehen von der aufgelösten Kohlensäure) betrifft, so hat man auch wieder Oberfläche und Tiefe auseinander zu halten.

Die Luftmenge, welche das Oberflächen-Wasser aus der Atmosphäre aufnimmt, hängt hauptsächlich von der Temperatur ab, da die Absorptions-Fähigkeit des Wassers für Gase mit der steigenden Temperatur abnimmt.

Je niedriger daher die Temperatur des Wassers ist, desto mehr Luft wird von demselben absorbirt. 1000 Raumtheile reinen Wassers lösen nach Bunsen bei 0° C. 24·7, bei 13° C. 18·5 und bei 20° C. 17 Raumtheile Luft auf. Dr. O. Jakobsen fand in je 1 Liter Oberflächen-Wasser mit Temperaturen von 13 bis 19·7° C. 18·8 bis 15·5 Cbcm. Luft. Es stimmt somit die vom Oberflächen-Wasser des Meeres absorbirte Luftmenge mit der von reinem Wasser aufgelösten ziemlich überein; nur kommen beim Seewasser größere Differenzen vor, welche vielleicht die Witterung bedingt, da nach einigen Forschern das Meerwasser bei klarem Himmel mehr Luft enthält.

In Bezug auf das Tiefsee-Wasser herrschte bis vor kurzer Zeit die Anschauung, dass in demselben namentlich bei größeren Tiefen in Folge des dort herrschenden ungeheuren Druckes die absorbirte Luftmenge eine außerordentlich große sein müsse. Man glaubte diese Ansicht durch die große Menge von Luft bestätigt, welche aus dem Wasser großer Tiefen unter Aufschäumen entwich, sobald man dasselbe aus dem Schöpf-Apparate entleerte. Die Irrthümlichkeit dieser Ansicht ist jedoch durch die späteren Erfahrungen vollständig nachgewiesen. Das Aufschäumen des Wassers entstand durch die Luft, welche mit den Schöpf-Apparaten in die Tiefe des Meeres versenkt, dort unter dem hohen

Druck des Wassers absorbirt wurde, und sich wieder aus dem Wasser verflüchtigte, sobald dasselbe unter gewöhnlichen Druck kam. Seitdem man Schöpf-Apparate anwendet, welche luftleer in die Tiefe geführt werden, kam man von dieser Anschauung zurück.

Alle Untersuchungen der neueren Zeit liefern den Beweis, dass das Tiefsee-Wasser niemals mehr Luft enthält, als dasselbe aufzunehmen vermöchte, wenn es mit der Temperatur der Tiefe zum Oberflächen-Wasser würde. Ja in den meisten Fällen findet man noch weniger Luft, da ein Theil des Sauerstoffs von den Bewohnern und den faulenden Substanzen des Meeres verzehrt wird. Nur die Stickstoff-Menge bleibt unverändert und man kann aus derselben, da nach dem Früheren Sauerstoff und Stickstoff an der Oberfläche immer in demselben Verhältnis absorbirt werden, die Luftmenge berechnen, welche das Tiefsee-Wasser als Oberflächen-Wasser besaß. Oberflächen-Wasser nimmt in der Nähe der Pole wegen der niederen Temperatur mehr Luft respective Stickstoff auf, als unter wärmeren Himmelsstrichen; sinkt dann das Wasser in Folge der Strömungen in die Tiefe, so erkennt man an seinem Stickstoffgehalt, ob dasselbe von der Meeres-Oberfläche einer kälteren oder wärmeren Zone stammt. Auf dieses Princip gestützt, hat Tornöe im Nordmeere zahlreiche Wasserproben aus der Tiefe auf den Stickstoff-Gehalt untersucht und aus der gefundenen geringen Stickstoffmenge den Schluss gezogen, dass das Wasser in der tieferen Schichte des Nordmeeres aus dem Atlantischen Ocean stammt. Bestätigt wird diese Anschauung noch durch den größeren Salzgehalt der betreffenden Wasserproben, da das Wasser der wärmeren Meere salzreicher ist. Im allgemeinen nimmt daher der Stickstoff-Gehalt mit der steigenden Salzmenge ab.

155. Was die im Meere absorbirte Kohlensäure anbelangt, so übertrifft sie die aufgelöste Luft an Menge bedeutend. 1 Liter Meerwasser enthält ungefähr 50 Cbcm. dieses Gases gelöst.

Der Lebens-Process der die See bewohnenden Thiere, welche Sauerstoff einnehmen und Kohlensäure ausathmen, und die Fäulnis der Organismen führen dem Meere stets neue Quantitäten Kohlensäure zu. Andererseits nehmen die Pflanzen Kohlensäure auf, zersetzen dieselbe unter dem Einflusse von Licht, verwenden den Kohlenstoff zum Aufbau und zur Vergrößerung ihrer Zellen und geben den Sauerstoff ab. In Folge dieses wechselseitigen Bildungs- und Zersetzungs-Processes findet man im Kohlensäure-Gehalt des Meeres keine stark hervortretenden Differenzen.

Ältere Forscher fanden im Meerwasser sehr variable Mengen von Kohlensäure; ihre Analysen geben 0·8 bis 116 Cbcm. im Liter Wasser an. Die Ursache dieser großen Differenzen liegt in der besonderen Weise, mit welcher die Kohlensäure im Seewasser gebunden ist. Sauerstoff und Stickstoff werden aus dem Meerwasser leicht entfernt, wenn man dasselbe im luftleeren Raume kurze Zeit kochen lässt, Kohlensäure aber entweicht unter diesen Umständen nur theilweise. Man erhält wohl eine größere Menge dieses Gases, wenn man längere Zeit kocht; aber man ist nicht im Stande, die gesammte Kohlensäure aus dem Seewasser auszutreiben, wie lange man auch im Vacuum kochen mag. Dr. O. Jacobsen hat in dieser Richtung Abhilfe geschafft. Nach ihm muss das Meerwasser in einem von Kohlensäure freien Luftstrom nahezu zur Trockene destillirt werden, um die Kohlensäure vollständig auszutreiben. Dass sich die Kohlensäure aus dem Meerwasser so schwer entfernen lässt, hat darin seinen Grund, dass dieselbe nicht bloß absorbirt, sondern größtentheils von den Salzen des Seewassers in eigenthümlicher Weise gebunden ist, worüber man sich bis jetzt noch nicht recht klar ist. Im süßen Wasser entweicht nach längerem Kochen sämmtliche Kohlensäure und in Folge davon fallen kohlensaurer Kalk und kohlensaure Magnesia heraus. Meerwasser kann man stundenlang kochen, ohne dass eine Trübung von ausgeschiedenen Salzen eintritt. Man führt diese Nichtausscheidung der Kalk- und Magnesiacarbonate beim Kochen auf den Gehalt des Meerwassers an Chlormagnesium zurück; denn man erhält eine sich wie Seewasser verhaltende Lösung, wenn man kohlensauren Kalk in kohlensäurehältigem Wasser auflöst und Chlormagnesium hinzufügt.

Im allgemeinen unterliegt der Kohlensäure-Gehalt des Meerwassers keinen sehr erheblichen Schwankungen. Nach Dr. O. Jacobsen steht derselbe mit dem Salzgehalt im Zusammenhang, indem er mit der Salzmenge steigt und fällt. Kälteres Wasser enthält mehr Kohlensäure als wärmeres. Ebenso besitzt Wasser aus der Tiefe eine größere Menge dieses Gases als an der Oberfläche; doch verschwindet dieser Unterschied, wenn man die verschiedene Temperatur berücksichtigt.

Die Thatsache, dass über dem Meeresgrund in großen Tiefen durch die Athmung der Thiere und die Oxydation der organischen Substanzen keine bedeutende Ansammlung von Kohlensäure stattfindet, spricht wieder für den Wechsel des Wassers durch ausgedehnte Tiefsee-Strömungen: denn in der Tiefe fehlt die Pflanzenvegetation, welche der Anhäufung der Kohlensäure entgegenwirken könnte.

Organische Substanz.

156. Es kann nicht überraschen, dass das Meer organische Substanzen gelöst enthält. Schon mit den Wassermassen der Flüsse gelangen ziemliche Quantitäten dieser Körper ins Meer, und doch sind sie verschwindend klein gegen die Mengen, welche das Meer selbst producirt. Unzählige Thiere und Pflanzen der See verfallen täglich dem Tode, gehen in Fäulnis über und mengen ihre Zersetzungs-Producte dem Meerwasser bei. Ein Heer von lebenden Seethieren gibt seine Ausscheidungs-Producte an das Meer ab und führt damit demselben neuerdings organische Substanzen zu.

Eine höhere Temperatur des Meeres entfaltet eine reichere Fauna und Flora und begünstigt die Fäulnis; daher besitzen warme Meere eine größere Menge organischer Substanz, als das Meerwasser von hohen Breiten.

Die Beimischung zersetzter organischer Stoffe ist Ursache, dass sich das Meerwasser etwas fettig anfühlt, und dass ein im Meere genommenes Bad die Haut weich macht, während durch Flusswasser die Haut spröde wird. Die faulenden Substanzen verleihen dem Meerwasser den eigenthümlichen Geruch und einen ekelhaften Geschmack, sowie die Eigenschaft, leicht zu schäumen. In Folge ihres geringen specifischen Gewichtes steigen sie an die Oberfläche und in tropischen Meeren sammelt sich davon oft eine so große Menge an, dass weite Strecken wie mit einem milchigen, öligen Saft bedeckt erscheinen. Der unangenehme Geschmack tritt daher beim Oberflächen-Wasser mehr hervor als beim Tiefsee-Wasser.

Durch die an der Oberfläche stattfindende faulige Zersetzung der organischen Substanzen entstehen verschiedenartige gasförmige Producte, welche in die Atmosphäre übergehen und von den Winden weggeführt werden. Bei ruhiger Luft stagniren diese Gase über dem Meere und erzeugen den eigenthümlichen unangenehmen Geruch. Dauert die Windstille an, so bilden sich auch der Gesundheit schädliche Stoffe. Besonders an Orten, wo größere Massen stehenden Seewassers bei großer Wärme faulen, entwickeln sich oft sehr gefährliche Miasmen, welche die bösartigsten Krankheiten hervorrufen. Am meisten eignen sich dazu die ausgedehnten Niederungen an den Mündungen großer Flüsse, in deren Vertiefungen das Seewasser oft lange stagnirt; so sind die Gangesmündungen die Heimat der Cholera, das Nil-Delta erzeugt die Pest und die Sümpfe an den Mississippi-Mündungen bilden den Hauptherd für das gelbe Fieber.

Wenn Seewasser mit einer hinreichenden Quantität Luft gemischt ist, tritt keine faulige Zersetzung ein, denn es werden dann die organischen Substanzen des Meerwassers vollständig oxydirt und die Endproducte dieses Processes, wie Kohlensäure, Wasser u. s. w. erzeugen weder einen Geruch, noch Krankheiten. Durch die Wellen und Strömungen des Meerwassers gelangen immer neue Wassertheilchen an die Oberfläche und nehmen Luft auf; es ist daher die Bewegung des Meeres die Hauptursache, welche die Fäulnis desselben möglichst hintanhält, und nicht der Salzgehalt allein, wie häufig geglaubt wird.

Ein großer Theil der organischen Substanz des Seewassers bildet die Hauptnahrung für eine unzählige Schar von Seethieren, namentlich für die Infusorien, Schwämme, Wurzelfüßer, Polypenthiere, Würmer Muschelthiere u. s. w. Die Thierwelt selbst führt daher die fäulnisfähigen Stoffe wieder in den Kreislauf des organischen Lebens zurück und verhindert die zu große Anhäufung dieser Körper im Meerwasser.

Ursprung der Bestandtheile des Meerwassers.

157. Die Herkunft der vom Seewasser absorbirten Gase ergibt sich aus dem früheren, ebenso wurde der Ursprung der organischen Substanz im vorigen Artikel erläutert. Es erübrigt daher noch die Abstammung der im Meere gelösten Salze zu erörtern.

Ältere Forscher waren der Meinung, dass große Salzlager am Meeresgrunde durch das Wasser aufgelöst werden und den Kochsalz-Gehalt des Seewassers verursachen; eine Ansicht, welche durch nichts bestätigt ist, wohl aber durch die Untersuchung von zahlreichen Grundproben, in denen niemals Kochsalz gefunden wurde, widerlegt wird. Im Gegentheil veranlasst das Chlornatrium des Meeres, wie später gezeigt werden wird, die Bildung von Salzlagern.

Auch in neuerer Zeit herrschen über die Herkunft der Salze des Meeres noch zwei verschiedene Ansichten. Nach der einen Gruppe von Gelehrten stammen alle salzigen Bestandtheile des Seewassers — auch das Kochsalz von den Flüssen, nach andern Naturforschern rührt bloß ein Theil dieser Salze von den Flüssen her, der größte Theil des Kochsalzes aber war bereits im Urmeere vorhanden.

Die ersteren halten das Urmeer für süßes Wasser, das erst im Laufe langer Zeiten durch die Zufuhr von Mineral-Substanzen salzig wurde. Das aus der Atmosphäre als Thau, Regen oder Schnee gefallene Wasser dringt zum Theile in das Innere der Erde, löst daselbst Mineralien auf und tritt mit Salzen beladen als Quellwasser zu Tage, welches in den Flüssen gesammelt dem Meere zueilt. Indem nun an der Ober-

fläche des Meeres nur das reine Wasser verdunstet, wird die rückbleibende Lösung salzreicher, und es könnte sich auf diese Weise in langen Zeiträumen eine große Menge von Salzen im Meere angehäuft haben. Die im Meerwasser vorherrschende Menge von Natriumsalzen sucht man einerseits aus der leichteren Löslichkeit der Natriumgesteine der festen Erdrinde zu erklären, andererseits aber daraus, dass durch pflanzliche und thierische Thätigkeit ein Theil der andern Salze des Seewassers umgewandelt und abgelagert wird. Der Botaniker Otto Kuntze hält den Salzreichthum des Meerwassers für die Ursache der Pflanzenarmut im heutigen Meere und führt die reichere Meeres-Vegetation der früheren Erd-Perioden auf einen geringeren Salzgehalt der Meere in älterer Zeit zurück.

Die Anhänger der zweiten oben ausgesprochenen Ansicht führen an, dass, wenn wirklich alle Salze des Seewassers nur von den Flüssen herrühren, der Salzrückstand des Meerwassers wenigstens ungefähr dieselbe procentische Zusammensetzung haben müsste, wie der Abdampfrückstand der Flusswässer. Nun enthält aber das Meerwasser in weitaus überwiegender Menge Kochsalz (bei 78 Proc. des Salzgehalts), im Flusswasser dagegen tritt die Kochsalz-Menge gegen die andern Salze bedeutend zurück und beträgt gewöhnlich nur wenige Procente der gesammten Salzmasse. Wäre das Meerwasser bloß concentrirtes Flusswasser, so müssten vor allem die Kalksalze, namentlich kohlensaurer Kalk im Meere dominiren, da dieses Salz gewöhnlich den Hauptbestandtheil des Flusswassers bildet. Wenn auch die Organismen der See einen Theil der Salze als Nahrung zu sich nehmen und dadurch die Zusammensetzung des Seewasser-Rückstandes ändern, so könnte dieser Einfluss nie einen solchen Unterschied bedingen, wie er besonders in Bezug auf die Kochsalz-Menge zwischen den Salzen der Flüsse und des Meeres besteht. Wenn nun das Kochsalz des Seewassers nicht aus den Flüssen stammt, so müsste es schon ursprünglich einen wesentlichen Bestandtheil des Meerwassers gebildet haben. Dies würde auch zum Theile durch die geologischen Forschungen bestätigt. Denn man findet in den ältesten Schichten der Erde, in denen das erste organische Leben nachweisbar ist, nur Reste von solchen Thieren, welche im salzigen Meerwasser, aber nicht im süßen Wasser leben konnten, da sie vermöge ihrer Form und Organisation solchen Thieren der Jetztzeit nahestehen, welche im Meere leben, im süßen Wasser aber absterben.

158. Während daher die Provenienz der Hauptmasse des Kochsalzes, welches das Meer gelöst enthält, noch unentschieden ist, herrscht,

kein Zweifel, dass die übrigen Salze des Seewassers aus den Flusswässern stammen. Dies gilt namentlich von den Kalksalzen und unter diesen besonders vom kohlensauren Kalk, der in der Regel den Hauptbestandtheil des süßen Wassers bildet. Alljährlich werden kolossale Mengen von kohlensaurem Kalk durch die Flüsse dem Meere zugeführt. Trotzdem findet man im Meere so geringe Mengen dieses Salzes, dass dasselbe bei den chemischen Analysen häufig nicht beachtet wurde.

Man könnte glauben, dass das Meer den zugeführten kohlensauren Kalk durch Verlust der Kohlensäure, des Lösungsmittels für dieses Salz, am Grunde ablagert, ähnlich wie kalkreiche Quellwässer Kalktuff abscheiden, wenn ein Theil der Kohlensäure aus dem Wasser in die Lüfte übergeht. Doch widersprechen die chemischen Eigenschaften des Seewassers einer derartigen Ablagerung; denn dasselbe enthält mehr als genügende Mengen von Kohlensäure, um den vorhandenen kohlensauren Kalk gelöst zu erhalten, und die Kohlensäure entweicht wegen der Anwesenheit von Chlormagnesium nicht so leicht aus dem Meerwasser, da dieselbe selbst beim Kochen des Seewassers im luftleeren Raume, wie bereits oben[1] angeführt worden ist, nur theilweise entfernt werden kann.

Im geringen Maße scheiden manche Meeresalgen, welche dem Wasser Kohlensäure entziehen, kohlensauren Kalk ab und werden von diesem Salz inkrustirt. Auf diese Weise sind die Nulliporenkalke der tertiären Formation entstanden. Doch ist diese Art der Kalkablagerung unbedeutend gegen die massenhaften Mengen von kohlensaurem Kalk, welche von den Flüssen dem Meere zugeführt werden.

Es kann daher die Gegenwart von so geringen Mengen dieses Salzes im Meerwasser nur dadurch erklärt werden, dass dasselbe durch eine im Meere stattfindende chemische Umsetzung in ein anderes Kalksalz verwandelt wird. In der That ermöglichen die im Meere stattfindenden Vorgänge die Umwandlung des kohlensauren Kalks in Gyps oder schwefelsauren Kalk. Die lebenden Thiere des Meeres scheiden nämlich ihren Schwefelgehalt in Form von schwefelsauren Salzen und die abgestorbenen und faulenden Thiere als Schwefelwasserstoff aus, der unter dem Einflusse des Sauerstoffs der Luft allmählig in Schwefelsäure übergeht. Die schwefelsauren Salze und die Schwefelsäure verwandeln den kohlensauren Kalk in Gyps. Dadurch wird es erklärlich, warum das Meer im Vergleich zu kohlensaurem Kalk bedeutend

---

[1] Siehe Gasgehalt des Meerwassers.

größere Mengen von schwefelsauren Kalk enthält, obwohl das Flusswasser verhältnismäßig geringe Quantitäten davon dem Meere zuführt.

Der schwefelsaure Kalk des Seewassers wird aber durch den Lebensprocess der Pflanzen und Thiere wieder in kohlensauren Kalk umgesetzt und letzterer am Meeresgrunde abgelagert. Die Pflanzen nehmen nämlich aus dem Meere den Gyps als Nahrung auf und verwenden den Schwefel desselben zur Bildung von Albumin. Der Kalk des schwefelsauren Kalks wird dagegen von im Pflanzenkörper gebildeten organischen Säuren gebunden und in organisch saure Kalksalze umgewandelt. Gelangen nun die Pflanzen als Nahrung in den Thierkörper, so werden diese Salze zu kohlensauren Kalk oxydirt, der in der Schale oder im Kalkskelet der Thiere abgesetzt wird. Nach dem Absterben derselben lagern sich die Gehäuse am Meeresgrunde ab, während die organische Substanz des Thierkörpers der Fäulnis anheimfällt. Thiere, welche aus kohlensaurem Kalk bestehende Schalen, Gehäuse oder Skelete erzeugen und in großen Mengen gesellig beisammen leben, wie z. B. die Austern, die Korallenthiere u. s. w., bilden oft mächtige Schichten von kohlensaurem Kalk.

So sind es hauptsächlich die thierischen Wesen und in geringerem Maße auch die Pflanzen, welche den durch die Flüsse zugeführten kohlensauren Kalk zur Ablagerung bringen.

Einfluss des Salzgehalts auf Strömungen und Verdunstung.

159. Die Salze befördern die Bewegung des Meerwassers und verzögern die Verdunstung desselben.

Die Erfahrung lehrt, dass die Gegenwart der Salze allein das Meer vor Fäulnis nicht schützt; denn ein stagnirendes Seewasser fault auch, wenn es genügende Mengen organischer Stoffe enthält. Und doch bildet der Salzgehalt des Meeres einen wesentlichen, wenn auch nur indirecten Factor zum Schutze des Meerwassers vor der Fäulnis. Denn sowie die Gezeiten und die Temperatur-Differenzen des Wassers Strömungen hervorrufen, so erzeugen auch die ungleichen Salzgehalte der Wasserschichten Bewegung der Wassertheilchen, und die Bewegung des Meeres ist es hauptsächlich, welche die Fäulnis hintanhält,

Die Salze des Meeres bedingen zunächst den Wechsel des Seewassers in verticaler Richtung und unterstützen dadurch die Wirkung der ungleichen Wärmevertheilung. Werden die Wassertheilchen an der Oberfläche durch kalte Luft abgekühlt, so sinken sie, da sie specifisch schwerer werden, unter, aber nur bis zu der Tiefe, in welcher dieselbe Temperatur herrscht. In den tropischen Regionen erkaltet die oberste

Wasserschichte nie zu der Temperatur, welche dort die Wasserschichten großer Tiefen besitzen, und die Temperatur-Differenz wäre demnach in diesen Gebieten nicht im Stande, das kalte Wasser großer Tiefen an die Oberfläche zu holen. Nur der Salzgehalt kann diese Aufgabe erfüllen. In den warmen Regionen verdunstet das Wasser so rasch, dass die Salzmenge im Oberflächenwasser bald steigt und dadurch schwerer wird, als das kalte aber salzärmere Tiefsee-Wasser. Ersteres wird daher untersinken und das letztere verdrängen und emporheben.

Auch horizontale Bewegungen werden durch den ungleichen Salzgehalt des Meerwassers hervorgerufen. Wo es wenig regnet und das Wasser rasch verdunstet, der gebildete Wasserdampf durch Luftströmungen in andere Breiten gelangt und dort als süßes Wasser herabfällt, entsteht ein Bestreben zur Bildung einer Niveau-Differenz, in deren Folge das salzsarme und leichte Wasser an der Oberfläche gegen das salzreichere drängt, während eine submarine Bewegung in entgegengesetzter Richtung das Gleichgewicht wieder herzustellen sucht.

Die Salze des Meeres verzögern die Verdunstung, denn Versuche haben gelehrt, dass Wasser um so langsamer verdunstet, je salzreicher dasselbe ist. Vom Professor Dr. Köttstorfer angestellte Versuche lehren, dass die bei 16° C. gebildeten Dampfmengen, welche Meerwasser vom mittleren Salzgehalt und Süßwasser in gleichen Zeiten liefern, ungefähr in Verhältnis wie 100 : 110 stehen. Wäre das Meer frei von Salzen, so würden größere Mengen von Wasserdampf in die Luft steigen und in Folge davon müsste auch die jährliche Regenmenge zunehmen.[1]

Entstehung der Kochsalz-Lager.

160. Das meiste Kochsalz der festen Erdrinde stammt vom Meere. Wenn auch die plutonischen und vulcanischen Gesteine etwas Chlornatrium enthalten, so rührt doch alles Kochsalz, das in größeren Massen auftritt, vom Meerwasser her. Salzlager kommen in allen Sediment-Formationen vor, wurden daher in allen geologischen Perioden und werden auch jetzt noch aus dem Meere gebildet.

---

[1] Nach Maury soll das Verdunsten des salzigen Meerwassers die elektrische Spannung der Luft vermehren und er stützt sich hiebei auf die Annahme mancher Physiker (der aber von andern widersprochen wird), dass das Verdampfen von salzhältigem Wasser Elektricität liefert und zwar um so mehr, je reicher an Salzen dasselbe ist. Er weist zur Bestätigung dieser Ansicht auf das seltene Auftreten von Gewittern in der Umgebung der großen Süßwasser-Seen in Nordamerika hin, wo doch bei den großen Wasserflächen gewaltige Wassermassen zur Verdunstung kommen.

In offenen Meeren können Ablagerungen von Salzen nicht eintreten, denn das Meerwasser ist noch weit von der Concentration entfernt, bei welcher sich Salze abscheiden könnten, und die von der Verdunstung herrührende Vergrößerung des Salzgehaltes wird durch den Zufluss von süßem Wasser sowie durch die Strömungen des Meeres, welche salzarmes mit salzreichem Wasser mischen, wieder aufgehoben. Nur Binnenmeere und solche Meeresarme, welche durch ein Riff, eine Barre oder eine Düne vom offenen Meere getrennt werden, können zur Bildung eines Salzlagers Veranlassung geben. Verdunstet in einem abgeschlossenen Meerestheil mehr Wasser als zufließen kann, so tritt nach einiger Zeit jene Concentration ein, bei der die Abscheidung von Salzen beginnt. Die Reihenfolge der abgelagerten Salze findet nach dem Grade ihrer Löslichkeit in derselben Weise statt, wie dies in den zur Gewinnung des Meersalzes angelegten Salzgärten oder beim Eindampfen des Meerwassers in einer Pfanne geschieht. Zuerst scheiden sich die schwerlöslichen Verbindungen des Seewassers ab, nämlich kohlensaurer und schwefelsaurer Kalk, und zwar letzterer bald wasserfrei als Anhydrit ($CaSO_4$), bald wasserhältig als Gyps ($CaSO_4 + 2aq.$). Nach Credner[1] entsteht Anhydrit unter einem Druck von 10 Atmosphären, der bei einer Wassertiefe von 107 Meter erreicht wird, Gyps aber bei einem geringeren Druck. Das Liegende eines Steinsalz-Lagers ist daher immer Gyps oder Anhydrit. Darauf folgt eine Schicht von Kochsalz und über derselben setzen sich, wenn das Wasser vollständig eindunstet die leicht löslichen Mutterlaugen-Salze ab, d. h. die Salze, welche nach der Ausscheidung von Chlornatrium noch gelöst bleiben. Sie bestehen hauptsächlich aus Kieserit ($MgSO_4 + aq$), Carnallit ($MgCl_2 + KCl$), Sylvin (KCl) und Bromverbindungen.

Doch selten kommt es zur Ablagerung der Mutterlaugen-Salze, indem durch Einbrüche des Meeres oder durch Hebung des Absatzgebiets die Mutterlauge früher abfließt oder die bereits abgeschiedenen Mutterlaugen-Salze später wieder gelöst und fortgeführt werden. War vor dem Zutritt des Seewassers das Kochsalz noch nicht abgelagert, so entsteht nur eine Schicht von Anhydrit oder Gyps, aber selbst dann, wenn sich das Chlornatrium bereits abgesetzt hat, wird dasselbe durch das zutretende Wasser wieder gelöst und fortgeführt, wenn sich nicht über demselben eine schützende Decke von Gyps oder Thon gebildet hat.

Zur Ablagerung von größeren Kochsalz-Massen ist das Eintrocknen eines geschlossenen Seewasser-Beckens allein nicht ausreichend. Im

---

[1] Elemente der Geologie. S. 214.

Steinsalz-Lager zu Stassfurt in Preußen hat man bis jetzt die abgeschiedenen Meersalze mit einer Mächtigkeit von nahezu 400 Meter gefunden und ist noch nicht auf den Grund desselben gekommen. Da eine 100 M. hohe Meerwasser-Säule eine Salzschicht von ungefähr 1·6 M. Dicke liefert, so müsste zur Bildung einer so mächtigen Salzmasse eine Meerestiefe von 25.000 M. ja vielleicht eine noch weit größere angenommen werden, indem sich das Salzlager in unbekannte Tiefen fortsetzt.

Zur Entstehung solcher Salzlager muss ein unvollkommener Abschluss eines Seebeckens vom Ocean angenommen werden, so dass ununterbrochen oder zeitweise kleine Mengen von Seewasser zufließen konnten. Denn nur auf diese Weise konnten auch die dünnen Gypslamellen welche das Steinsalz durchziehen, entstanden sein, indem mit dem Meerwasser stets neue Quantitäten von schwefelsaurem Kalk zugeführt wurden, die dann auf dem bereits abgeschiedenen Kochsalz wieder zur Ablagerung kamen. Wurde dem Becken trübes Wasser zugeführt, so bildeten sich im Steinsalz Schichten von Thon. Die meisten Kochsalz-Lager werden oben durch eine Lage von Gyps oder Thon vor der Auslaugung durch atmosphärisches Wasser geschützt. Sie stammt aus dem zuletzt zugeführten Seewasser, aus dem sich meistens nur mehr die schwer löslichen Salze ablagerten. Kochsalz und Mutterlaugen-Salze kamen entweder nicht mehr zur Ausscheidung, weil das Wasser in Folge eines terrestrischen Vorgangs abfloss, oder sie wurden nachträglich durch Wasser wieder gelöst. Deshalb enthalten die meisten Kochsalz-Lager keine Mutterlaugen-Salze. Dieselben findet man nur dort, wo nach dem Aufhören des Meerwasser-Zuflusses die Lauge ruhig verdunsten konnte und die Salze bald darauf mit einer Schicht bedeckt wurden, welche sie vor dem Auflösen durch Regenwasser schützte.

Den Vorgang bei der Bildung eines Salzlagers kann man am Caspischen Meere beobachten. Dasselbe ist der Rest eines Meeres, das noch bei Beginn der tertiären Zeit das Schwarze Meer mit dem Eismeere verband. Ganz im Norden ist das Wasser dieses Binnenmeeres durch die Zuflüsse stark verdünnt und enthält bloß 0·15% Salze; aber etwas südlicher, wo der See am breitesten ist, überwiegt die Verdunstung die Zufuhr von süßem Wasser, so dass aus dem Süden zur Ausgleichung des Niveaus salziges Wasser zufließt. Durch die Verdunstung steigt der Salzgehalt der an der Ostküste gelegenen Kaidak-Bai auf 5·6%, und in der ebenfalls an der Ostküste, aber weiter südlich liegenden Bucht Kara-Bugas ist das Wasser so salzreich, dass sich Kochsalz abscheidet.

Es ruht daselbst auf dem Boden schon eine Salzschicht von unbekannter Mächtigkeit. Die Bucht ist von wasserlosen Wüsten umgeben und vom Caspischen Meere durch eine Barre größtentheils abgesperrt, so dass nur durch eine schmale Öffnung Seewasser einströmen kann. Die Verdunstung hält dem Zuflusse das Gleichgewicht und das im zugeführten Wasser enthaltene Kochsalz wird immerfort abgeschieden.

Gewinnung des Seesalzes.

161. Das Meer liefert ein für Menschen und Thiere sehr wichtiges Genussmittel, nämlich das Kochsalz. Dioskorides bringt die ältesten Nachrichten über die Benützung des Seesalzes. Nach Plinius leitete man das Meerwasser in geschlossene Bassins und gewann das Salz durch Verdunstung des Wassers. Die Gallier und die Germanen gossen Seewasser auf glühende Kohlen in Form angezündeter großer Stöße von Eichenholz und erhielten auf diese Weise ein schwarzes Salz, welches wegen des beigemengten Aschengehaltes einen stark beißenden Geschmack besaß.

Heutzutage gewinnt man das Seesalz oder Baisalz entweder durch Versieden oder durch freiwillige Verdunstung des Seewassers an der Luft.

Die directe Versiedung des Meerwassers auf Salz wird nur dort angewendet, wo Steinkohle sehr billig ist, z. B. an der Ostküste von England.

Meist geht dem Versieden eine Concentrirung des Meerwasser voran und diese geschieht in folgender Weise:

1. Durch Verdunsten an der Luft in Behältern, z. B. an der Küste von Hampshire und auf der Insel Wight. Das Seewasser wird durch mehrere seichte Bassins geleitet und verliert auf diesem Wege durch die Einwirkung der Sonnenwärme $^5/_6$ seines Volumens. Den Rückstand dampft man ein, schlägt das beim Versieden auskrystallisirende Kochsalz aus und verwendet die Mutterlauge zur Gewinnung von Bittersalz ($MgSO_4$).

2. An der Küste der Französischen Nord-Departements wirft man Dämme aus Sand auf, welche zur Zeit der höchsten Flut vom Meerwasser überdeckt werden. In der Zwischenzeit von einer Flut zur andern wird der Sand trocken und bedeckt sich mit einer Kruste von Seesalz. Man nimmt die obersten Sandschichten ab, laugt sie mit Seewasser aus und dampft die erhaltene Lösung in Pfannen zur Trockne ein. Der Rückstand enthält dann nicht nur Kochsalz, sondern auch die Mutterlaugen-Salze. Zur Entfernung der letzteren wird die Salzmasse in Körben über den Siedepfannen aufgehängt, wo sich die leicht löslichen

Salze durch Einwirkung der Wasserdämpfe lösen, und dann in ein Magazin gebracht, dessen Boden aus trockenem fest gestampften Sand besteht und die zerfließlichen Salze aufsaugt. Das auf diese Art gewonnene Salz ist weiß und sehr rein.

3. In kalten Ländern, z. B. an der Küste von Sibirien, concentrirt man das Meerwasser durch Ausfrieren. Wenn nämlich das Seewasser gefriert, so geht nur wenig Salz in das Eis über, während das rückbleibende Wasser salzreicher wird. Leitet man nun Meerwasser in ein Bassin und entfernt wiederholt das gebildete Eis, so erhält man als Rückstand eine concentrirte Salzlösung, aus welcher sich das Kochsalz schon beim geringen Abdampfen ausscheidet.

4. In den Niederlanden löst man unreines Stein- und Seesalz im Meerwasser auf und versiedet die Sole. Auf diese Weise wird die Gewinnung von Seesalz mit der Reinigung von unreinem Kochsalz verbunden und ein sehr reines Salz erhalten.

In südlicheren Ländern, wo die Sonnenwärme wirksamer ist, erhält man das Seesalz direct durch freiwillige Verdunstung des Wassers. Auf diese Art gewinnt man es in den am Atlantischen Meere gelegenen Ländern bis zum 48. Grad nördlicher Breite, ferner am Mittelländischen und Adriatischen Meere, in Österreich besonders in Pirano und Parenzo in Istrien, dann zu Arbe, Pago und Digniska in Dalmatien.

An manchen Küsten, z. B. auf der Insel Sardinien und an der Küste von Bessarabien werden vertiefte Stellen zur Zeit sehr hoher Fluten mit Meerwasser gefüllt, welches häufig im Verlaufe eines Sommers eintrocknet und oft eine mehrere Cm. dicke Salzkruste zurücklässt.

In Italien benützt man größtentheils die Lagunen an der Küste, welche, wenn sie nach der Flutzeit mit Meerwasser gefüllt sind, durch einen Damm vor dem weiteren Zutritt der See geschützt werden. Durch Verdunstung scheidet sich sehr unreines Salz ab, da der Boden der Lagunen nicht festgestampft ist.

Mehr Sorgfalt auf die Salzgewinnung verwendet man an den Küsten von Frankreich, Portugal, Spanien und Österreich durch die Anlage von Salzgärten oder Meersalinen. Ein Salzgarten besteht aus einer Reihe von an einem flachen Meeresufer angelegten und vor der Flut geschützten Bassins, deren Boden geebnet und gut gewalzt ist, und in denen das eingeführte Meerwasser durch Verdunstung das Salz abscheidet. Liegt der Boden der Behälter tiefer als der Seespiegel, so wird das Wasser zur Flutzeit durch eine Schleuse eingelassen; kann aber der Salzgarten in dieser Tiefe nicht angelegt werden, so muss das Wasser durch ein Pumpwerk eingeleitet werden.

Im März füllt man das Haupt-Bassin mit Seewasser bis zu einer Höhe von höchstens 2 Meter, worin sich das Wasser klärt. Von da gelangt es durch einen Canal in ein System von mehreren flachen Behältern, in denen durch die Verdunstung etwas kohlensaurer Kalk und Eisenoxyd, dann der schwer lösliche Gyps und etwas Bittersalz abgeschieden wird. Hat hier die Soole die Concentration erreicht, dass die Ausscheidung von Kochsalz beginnt, so leitet man sie, um das Seesalz nicht mit Gyps gemengt zu erhalten, durch einen Canal in eine weitere Reihe von flachen Bassins, in denen durch Verdunstung das Seesalz auskrystallisirt. Ist in diesen Behältern die Sole soweit abgedunstet, dass neben dem Kochsalz auch schon andere Salze, die im Wasser leichter löslich sind, zur Abscheidung kommen, so entfernt man die noch rückbleibende Lösung, und führt sie entweder in das Meer zurück oder verwendet sie zur Gewinnung anderweitiger Salze.

Das in kleinen Würfeln auskrystallisirte Seesalz wird auf die Dämme zwischen den einzelnen Behältern ausgekrückt, dann am Rande des Salzgartens zu viereckigen oder runden Haufen geformt und mit Seegras oder Stroh bedeckt einige Monate im Freien zur Reinigung liegen gelassen. Durch die Luftfeuchtigkeit zerfließt das Chlormagnesium, welches in geringer Menge neben dem Kochsalz auskrystallisirt, und läuft ab.

Auf den Dalmatinischen Meeressalinen zu Arbe, Pago und Stagno lässt man in den letzten Beeten das früher in andern Bassins concentrirte Seewasser bis zur Trockene verdunsten, führt dann neue Sole zu, lässt wieder eintrocknen und wiederholt dieses Verfahren, bis sich eine genügende Kruste von Salz gebildet hat, welches dann ohne weitere Reinigung in die Magazine gebracht wird. Dieses Seesalz ist aber schmutzig und unrein.

Aus der nach dem Auskrystallisiren von Kochsalz rückbleibenden Mutterlauge gewinnt man in manchen Salzgärten: Bittersalz, Glaubersalz, kohlensaure Magnesia, Chlorkalium und Brom.

VI. Abschnitt.

Die physikalischen Verhältnisse der Meere.

A. Das Meeres-Niveau.

Das Niveau unter dem Einflusse der Schwer- und Centrifugal-Kraft.

162. Die Hydrostatik lehrt, dass ein flüssiger Körper, auf welchen keine andere Kraft einwirkt, als die gegenseitige Anziehung seiner Theile, Kugelgestalt annimmt. Ist der Körper heterogen, so lagern sich die dichteren Theile näher dem Centrum, die weniger dichten näher der Oberfläche. — Die resultirende Gravitation ist allenthalben normal zur äußern Begrenzung und daselbst überall von derselben Intensität. Im Mittelpunkte ist der Druck nach allen Richtungen hin gleich groß.

Stünde die Erde still und wäre sie vollkommen flüssig, so müsste sie daher, von Störungen durch andere Himmelskörper abgesehen, die reine Kugelgestalt annehmen. Dasselbe fände auch dann noch statt, wenn ein kugelförmiger, entweder homogener, oder doch aus homogenen concentrischen Schalen bestehender fester Kern, von einer specifisch leichteren Flüssigkeit vollkommen bedeckt wäre, und sich das ganze System in Ruhe befände. — Die bei der Erde thatsächlich auftretenden Verhältnisse sind andere. Indem wir aber die Gestalt des Meeres-Niveau als die Grundform der ganzen Oberfläche auffassen und die Erhöhungen der Continente nur als geringfügige Abweichungen hinstellen, können wir dennoch die Kugel als eine erste Annäherung an die wahre Gestalt der Erde betrachten, wie aus sehr vielen Anzeichen hervorgeht, deren Aufzählung hier wohl entfallen mag.

Die ersten, welche die Ansicht, dass die Erde kugelförmig sei, vertraten, dürften Thales (640 v. Ch.) und Anaximander [1] gewesen sein. Von ihnen ab, bis zur zweiten Hälfte des 17. Jahrhunderts

---

[1] Vgl. hier und a. a. O.: Ernst Mayer, Über die Gestalt und Grösse der Erde. Fiume, 1876.

betrachtete man, bei den Berechnungen und Untersuchungen, die Niveaus der Meere fast allgemein als Theile einer vollkommenen Kugelfläche, was übrigens auch jetzt noch immer geschieht, wenn es sich um keinen hohen Genauigkeitsgrad handelt.

Zur geometrischen Bestimmung der Oberflächen-Gestalt genügt aber keineswegs die Erkenntnis der Form allein, es handelt sich vielmehr noch weiter um die absolute Größe der Dimensionen. Bei Aufsuchung derselben wird ein beliebiger Meridianbogen, sowohl nach dem Grad- als auch nach dem Längenmaße bestimmt. — Das erste, geschieht auf astronomischem Wege, indem man an beiden Endpunkten des Bogens gleichzeitig die Zenithdistanzen desselben Gestirnes eruirt, deren Differenz den Breitenunterschied, d. h. den gesuchten Abstand im Gradenmaße giebt. — Das zweite erfolgt durch unmittelbare Messung der absoluten Länge des ganzen Bogens, oder aber seit Snellius (1615) durch Triangulation. — Aus den beiden erhaltenen Angaben lässt sich bekanntlich mit Hilfe einer einfachen Proportion die Länge des ganzen Meridians ableiten,

Man nennt diesen geometrischen Vorgang, zur Kenntnis der Erddimensionen zu gelangen, die „Gradmessung“. Die älteste derartige Bestimmung wurde von Eratosthenes (220 v. Ch.) auf dem Bogen zwischen Alexandrien und Syene ausgeführt. Das hiebei erzielte Resultat war ein relativ sehr genaues, da die Fehler, welche bei der damaligen Unzulänglichkeit der Mittel unvermeidlich blieben, durch glücklichen Zufall sich theilweise ausglichen. — Die Messungen über See vorzunehmen, statt über Land — wie dies, wegen der einfacheren Gestaltung der Meeres-Oberfläche, wünschenswert schiene — ist unmöglich, da nur zu Lande die nöthige Exactheit beim Messen erzielbar ist. Übrigens erscheint es von vornherein klar, dass man die flacheren Theile des Festen, unter Vernachlässigung von Unterschieden, welche, gegenüber den riesigen Dimensionen der Erde verschwindend klein sind, als Fortsetzung der Meeres-Oberfläche betrachten darf. Bei der Triangulation werden selbstverständlich die Höhenunterschiede, welche näherungsweise mittels der Wasserwage zu bestimmen sind, in gehöriger Weise berücksichtigt.

163. Bei der Annahme, die Meeres-Niveaus seien Theile einer Kugelfläche, übersieht man zwei Dinge: Die Drehung der Erde um einen ihrer Durchmesser und die ungleichmäßige Vertheilung der Massen.

Denken wir uns die Erde vorerst als eine starre, aus homogenen, concentrischen Schalen bestehende Kugel. Rotirt dieselbe um einen ihrer Durchmesser (die Erdaxe), so wird eine Centrifugal-Kraft wach-

gerufen, deren Richtung für jeden Punkt in die Ebene des von ihm beschriebenen Parallelkreises fällt und deren Größe, nach einem bekannten Theorem der Physik, dem Halbmesser dieses Kreises directe proportionirt ist. Hieraus folgt:

a) Nur am Äquator ist die Fliehkraft der Gravitation genau entgegengesetzt gerichtet, also wird auch nur dort die letztere um den vollen Betrag der ersteren vermindert. Wäre die Beschleunigung der Gravitation vor der Drehung G und während derselben scheinbar nur g_0, jene der Fliehkraft aber F, so hätte man am Äquator:

$$g_0 = G - F. \tag{1}$$

b) An einem Punkte von der beliebigen Breite φ, welchem somit ein Parallelkreis von Halbmesser $r\cos\varphi$ zukommt — soferne r den Kugel-Radius bedeutet — schließen die Richtungen der Gravitation und der Centrifugal-Kraft den Winkel φ ein. Es wirkt daher nur eine Componente der letzteren directe der ersteren entgegen. Die Fliehkraft beträgt $F\cos\varphi$, ihre der Gravitation entgegenstrebende Componente aber nur $F\cos^2\varphi$. — Bezeichnet man nun mit g_φ die Acceleration der Schwerkraft an dem vermeinten Punkte u. z. die während der Drehung, scheinbar stattfindende, so hat man:

$$g_\varphi = G - F\cos^2\varphi = g_0 + F - F\cos^2\varphi$$

$$g_\varphi = g_0 + F\sin^2\varphi \tag{2}$$

d. h. auf der sich drehenden Kugel nimmt die Schwerkraft vom Äquator gegen die Pole hin zu. Das Wachsthum ist dem Quadrate des Sinus der geografischen Breite directe proportionirt.

Sobald die Drehung stattfindet, kommen also den Punkten der Kugel-Oberfläche scheinbar verschiedene Intensitäten der Schwerkraft zu. An den Polen wirkt dieselbe noch immer in ihrem ursprünglichen Betrage fort, am Äquator dagegen ist sie am stärksten verringert. Eine Flüssigkeitssäule zwischen einem der Pole und dem Centrum übt also einen mächtigeren Druck gegen das letztere hin aus, als eine andere, welche, bei gleichem Querschnitte, vom Äquator bis zum Centrum reicht. Weiter ist ersichtlich, dass für die Punkte einer jeden beliebigen (doch von Null und 90° verschiedenen) Breite, neben der früher in Betracht gezogenen, der Gravitation entgegenstrebenden Componente der Fliehkraft noch eine andere, tangential gegen den Äquator hin wirkende, übrig bleibt. Die Resultirende aus Schwer- und Fliehkraft steht daher nur am Äquator und an den Polen normal zur Oberfläche; an den übrigen Orten neigt sie sich dem Gleicher zu.

164. Setzen wir nun an die Stelle der starren, eine völlig flüssige Kugel, wie sie eingangs betrachtet wurde, so führen die erwähnten Störungen zu einer Veränderung der Gestalt. Es entsteht eine Anschwellung am Gleicher und eine Depression an den Polen, wodurch es erreicht wird, dass der Druck der Massen gegen das Erdcentrum hin wieder in allen Richtungen äquilibrirt ist und dass die Resultirende der Schwer- und Centrifugal-Kraft an der Oberfläche wieder allenthalben in die Normale der Begrenzungsfläche fällt.

Sobald jedoch auch nur die kleinste Deformation eingetreten ist, und die Punkte der Oberfläche ihre Abstände vom Massen-Mittelpunkte und vom Centrum ihres Parallelkreises um noch so wenig geändert haben, wird offenbar sofort die Schwer- und Fliehkraft modificirt, ein Umstand, welcher die Berechnung der neuen Gleichgewichts-Figur wesentlich erschwert. Unter der beschränkenden Annahme, dass die gedrehte Flüssigkeits-Masse in ihrer Form immer noch von der Kugel wenig abweicht, dass also die Drehung relativ langsam vor sich geht,[1] findet man als neue Gestalt ein Rotations-Ellipsoid, dessen kleine Axe in die Drehaxe fällt. Bezeichnet b den Abstand des Centrums von einem der Pole, a dagegen den Halbmesser des Äquators, so heißt die Zahl:

$$\frac{a - b}{a} = \alpha$$

die Ellipticität oder die Abplattung der Erde.

Die Gleichung 2 wurde abgeleitet ohne Rücksicht auf die eintretende Formveränderung. Sie charakterisirt in richtiger Weise die Zunahme der Schwerkraft gegen die Pole hin, wenn die sich drehende Kugel vollkommen starr ist und somit trotz der eingetretenen Bewegung ihre Gestalt unverändert beibehält. Bei der supponirten Flüssigkeits-Masse aber, welche eine Abplattung erfährt, muss die Zunahme der Schwere mit der geographischen Breite eine ausgiebigere sein, da nicht nur in Folge der Ausbauchung in der Gegend des Äquators daselbst die Centrifugal-Kraft gewachsen ist, sondern auch, weil hier die Punkte der Oberfläche nunmehr größere Abstände vom Mittelpunkte der Attraction aufweisen, als jene unter den höheren Breiten. Bedeutet Δg den Überschuss der

[1] Bekanntlich wächst die Fliehkraft mit dem Quadrate der Drehgeschwindigkeit. Wird diese successive größer, so nimmt anfänglich die Anschwellung am Äquator und die Depression an den Polen zu (Versuche von Huyghens und Plateau), später aber erfolgt eine Trennung der Massen. — Eine leichte Rechnung zeigt, dass die etwa siebzehnfache Drehgeschwindigkeit der Erde ausreichend wäre, um am Äquator die Gravitation durch die Fliehkraft aufzuheben.

Schwerkraft an den Polen, gegenüber derjenigen am Äquator, so ist $\Delta g > F$. Wie Clairaut[1] zuerst angegeben, besteht auf dem Rotations-Ellipsoide näherungsweise die Relation:

$$g_\varphi = g_0 + \Delta g \sin^2\varphi \qquad 3)$$

welche Gleichung auch den früher betrachteten Fall einer starren Kugel, bei welcher $\Delta g = F$ zu setzen ist, d. h. also die Formel 2 umschließt.[2]

165. Weit früher jedoch war die einfache Thatsache der Gravitationszunahme gegen die Pole hin experimentell erwiesen. Auf Betreiben Gov. Dom. Cassinis hatte nämlich schon 1672 die französische Akademie eine Expedition unter Richer nach Cayenne gesendet, welche erkannte, dass das Pendel sehr merklich verkürzt werden müsse, um daselbst so rasch zu schwingen, als in Paris.

Wahrscheinlich bestärkt durch diese Erfahrung wiesen Newton und Huyghens zuerst darauf hin, dass in Folge der Wirkung der Centrifugal-Kraft die Niveaus der Meere Theile eines an den Polen abgeplatteten Rotations-Ellipsoides sein müssten und dass hievon auch die Gestalt der ganzen Erde — sobald man einen ehemaligen feurig-flüssigen Zustand supponirt — nur wenig abweichen könne. Die beiden Astronomen Cassini (Jacques und César) glaubten jedoch, aus den in Frankreich ausgeführten Gradmessungen, schließen zu dürfen, dass die Erde an den Polen ausgebaucht sei. Es schien damals die wissenschaftliche Welt in zwei große Lager geschieden, von welchen das eine die Ansichten Newtons und Huyghens, das andere aber jene Cassinis vertrat. Um nun zu einem sicheren Resultate zu gelangen, sandte die Akademie von Paris Bouguer und Condamine nach Quito (1735), Maupertuis aber nach Lappland (1736) um Gradmessungen vorzunehmen[3]. Man fand, dass ein Meridiangrad unter dem Äquator um 684 Toisen (1 Toise = 1·949 Meter) kürzer ist, als ein solcher unter dem Polarkreise. Da nun dieser bedeutende Unterschied[4] weit über die

---

[1] Clairaut: La Figure de la Terre, 1743.

[2] Bezüglich der analytischen Begründung der Formeln, sowie auch verschiedener eingestreuter Bemerkungen, verweisen wir etwa auf W. Thomson und P. G. Tait: Handbuch der theoretischen Physik. Autorisirte deutsche Übersetzung von Dr. H. Helmholtz und G. Wertheim, I., 2. Theil. Braunschweig. 1874.

Unter der geographischen Breite eines Punktes wird der Neigungswinkel verstanden, welchen die durch den Punkt gehende Normale zur Oberfläche mit der Äquatorialebene einschließt.

[3] An dieser Expedition nahmen noch weitere berühmt gewordene Gelehrte wie Clairaut, Celsius u. a., theil.

[4] Dieser Unterschied wurde später als zu groß constatirt.

wahrscheinliche Grenze des Fehlers hinausfällt, so war es sichergestellt, dass die Erde in der Nähe des Äquators stärker gekrümmt ist, als unter hohen Breiten, d. h., dass dieselbe, wie Newton und Huyghens a priori abgeleitet hatten, eine Abplattung an den Polen aufweist.

166. Die angedeutete sphäroidische Gestalt ist als die zweite Annäherung an die wahre Form der Meeresflächen zu betrachten. Für die Bstimmung derselben ist die Kenntnis der Abplattung nöthig, welche sich aus den durch die Gradmessung erhaltenen Dimensionen ergibt. Diese Annäherung zu charakterisiren sei bemerkt, dass man sich ein Rotations-Ellipsoid denken kann, bei welchem kein Punkt der äußeren Begrenzung — gegenüber dem entsprechenden Punkte auf der Erde — einen Fehler im Abstande vom Mittelpunkte aufweisen dürfte, welcher 0·0002 dieses Abstandes überstiege. [1]

Airy und Bessel haben gegen Ende der ersten Hälfte unseres Jahrhunderts aus den vertrauenswertesten der damals bereits vorgenommenen Gradmessungen die Dimensionen der Erde abgeleitet und nahezu übereinstimmende Resultate erzielt. Bessels Zahlen lauten:

$$a = 6377397 \text{ M.}$$
$$b = 6356079 \text{ M.}$$
$$\alpha = \frac{1}{299}$$

Hiernach hätte man $a - b = 21318$ M.; d. h. die halbe Erdaxe wäre um etwa $11\frac{1}{2}$ naut. Meilen kürzer, als der Radius des Äquators, ein Unterschied, welcher die $2\frac{1}{2}$fache Höhe der bedeutendsten Bergspitzen wenig übertrifft.

Listing hat in den Nachrichten der K. Gesellschaft der Wissenschaften zu Göttingen, 1872 und 1878, die genauesten Werte von α zusammengestellt, welche ihm zur Verfügung standen. A. R. Clarke (1878) benützte bei seinen letzten Berechnungen schon den ganzen indischen, den großen russischen und den englisch-französischen Bogen; er fand, von den Bessel'schen Resultaten procentisch nur wenig abweichend:

$$a = 6378190 \text{ M.}$$
$$b = 6356455 \text{ M.}$$
$$\alpha = \frac{1}{293}$$ [2]

[1] Vgl. hier u. a. O. Prof. Dr. K. Zöppritz: Der gegenwärtige Standpunkt der Geophysik (Behms geogr. Jahrbuch. VIII., 1880).

[2] Clarke versuchte noch eine dritte Annäherung, indem er die Erde als ein dreiaxiges Ellipsoid betrachtete.

Dieser Wert von α stimmt sehr nahe mit demjenigen überein, welchen die Rechnung a priori für eine völlig flüssige Erde ergiebt, sobald mit Laplace angenommen wird, dass das Quadrat der Massendichte gegen das Centrum hin mit der Druckzunahme wachse. Es fand nämlich Pratt $\frac{1}{292}$. Sowol die Annahme, die Erde sei ehemals flüssig gewesen, als auch die Laplace'sche Hypothese von der Massen-Vertheilung im Erdinnern, gewinnen durch diese Übereinstimmung an Glaubwürdigkeit. Die Rechnung ergibt ferner, dass die einzelnen Schichten um so geringere Abplattung aufweisen, je tiefer sie liegen. [1]

167. Aber auch die Pendelschwingungs-Versuche gestatten die Berechnung von α. Mit Hilfe des Clairaut'schen Theorems (Formel 3) kann man aus zwei an verschiedenen Orten ermittelten Werten von φ und g_φ die Werte von g_0 und Δg bestimmen. [2] Selbstredend jedoch wird man, der vielen Störungen und Beobachtungsfehler wegen, nur dann zu einigermaßen sicheren Resultaten gelangen, wenn man die Observationen auf sehr vielen Punkten anstellt und die gewonnenen Daten nach den Gesetzen der Wahrscheinlichkeitsrechnung vereinigt.

Aus g_0 und Δg lässt sich α mittels der nachfolgenden, gleichfalls von Clairaut gefundenen Formel berechnen:

$$\alpha = 2{\cdot}5\,\frac{F}{g_0} - \frac{\Delta g}{g_0} \qquad 4$$

Listing verband in zweckmäßiger Weise nahezu alle bekannten Messungen, unter welchen besonders die zahlreichen von Sabine hervorzuheben sind. Das Resultat war:

$$\alpha = \frac{1}{288{\cdot}5}$$ [3]

---

[1] Nach der Laplace'schen Hypothese wäre die Dichte im Centrum fast zehnmal so groß, als an der Oberfläche und etwa 1·8 mal so groß, als das Dichtemittel der ganzen Masse.

[2] Da sich beim sogenannten invariabeln Pendel (Pendel von unveränderlicher Länge) die Quadrate der an verschiedenen Orten, jedoch in gleichen Zeiten, erzielten Schwingungszahlen ebenso verhalten, wie die Intensitäten der Schwerkraft, so genügt, strenge genommen, eine einzige absolute Bestimmung von g_φ. Für einen zweiten Ort wird, den beobachteten Schwingungszahlen gemäß, der absolute Wert mittels einer Proportion gefunden.

[3] Die übrigen Elemente sind: $g_0 = 9{\cdot}780728$ M. und $\Delta g = 0{\cdot}050875$ M. Es ist also $g_\varphi = 9{\cdot}780728$ M. $+ \; 0{\cdot}050875$ M. $\sin^2\varphi$.

Diese Zahl ist etwas größer, als die aus den Gradmessungen abgeleitete. Es darf übrigens nicht übersehen werden, dass die Resultate der letzteren sich um so mehr verringerten, je größer die Anzahl der vorgenommenen Untersuchungen wurde.

168. Noch immer haben wir auf die ungleichmäßige Massen-Vertheilung keine Rücksicht genommen. Bestünde die sich drehende Erde aus einem starren, mit einer flüssigen, specifisch leichteren Schichte bedeckten Kern, so würde die Gestalt des Niveau von dem Gesetze abhängen, nach welchem sich die Intensität der Schwerkraft von Punkt zu Punkt an der Oberfläche ändert; anderseits erscheint aber dieses Gesetz durch die Begrenzung des Erdkörpers, also durch die Beschaffenheit der Niveau-Flächen selbst beeinflusst. In Folge dieser Verhältnisse wird die analytische Lösung der Aufgabe, die Gestalt des Niveau zu berechnen eine äußerst schwierige. Laplace[1] behandelte sie unter gewissen Beschränkungen und wies auch nach, dass bei jeder concentrischen Massen-Vertheilung im Erdinnern das Clairaut'sche Theorem besteht.[2] Legendre stellte das Rotations-Ellipsoid als die einzig mögliche Gleichgewichts-Figur hin, solange die Abweichung von der Kugelgestalt nur eine geringe ist.

Die ellipsoidische Gestalt bleibt aber dennoch nur eine Annäherung u. z. nicht nur deshalb, weil zu der irdischen Schwer- und Fliehkraft noch andere Einflüsse hinzutreten, sondern auch wegen der ungleichen Massen-Vertheilung in der Nähe der Erdoberfläche, welche in den Gegensätzen: „Flachland und Gebirge", „Meer und Festland" ihren auffallendsten Ausdruck findet.

169. Bei den Gradmessungen machte man thatsächlich die Erfahrung, dass das Pendel in der Nähe der Gebirge gegen dieselben hin abgelenkt wird und dies muss auch auf dem Meere gegen die Küsten hin stattfinden. Da aber eine Flüssigkeits-Masse nur dann im Gleichgewichte ist, wenn die Resultirende der einwirkenden Kräfte allenthalben in die Normale der Oberfläche fällt, so wird sich dort, wo das Pendel eine Ablenkung erfährt, auch das Niveau in entsprechender

---

[1] Traité de mécanique céleste. III.

[2] Stockes bewies weiter, dass das Clairaut'sche Theorem bei einer beliebigen Constitution der Erdmasse seine Richtigkeit behält, wenn nur die auf die Gravitation allein und ebenso die auf die Resultante der Gravitation und der Centrifugal-Kraft bezüglichen Gleichgewichtsflächen näherungsweise kugelförmig sind. Die Flächen gleicher Dichtigkeit mögen beliebig gestaltet sein. Man kann also die wahre Gestalt des Meeres-Niveau aus Pendelbeobachtungen bestimmen, ohne eine Hypothese über die Constitution des Erdinneren aufzustellen.

Weise ändern. Dasselbe steigt gegen die Küsten hin an; es steht in deren Nähe oberhalb, in der Mitte der Oceane dagegen unterhalb der als Näherung hingestellten sphäroidischen Begrenzungsfläche.

170. Die Schwer- und die Centrifugal-Kraft können durch ein Potential[1] dargestellt werden. Eine Fläche, welche, wie oben gefordert, die Eigenschaft hat, dass die Richtung der einwirkenden Kraft allenthalben in die Normale fällt, hat für ihre sämmtlichen Punkte dasselbe Potential. Die freie Oberfläche der Meere ist also eine „Fläche constanten Potentials“ oder eine speciell sogenannte „Niveau-Fläche“. Insoferne sich Flächen dieser Art auf die Erde beziehen, wie beispielsweise die Meeresflächen, heißt man sie auch Geoide.

Stokes versuchte es schon 1849 in den „Transactions of the Cambridge Phil. Society (VIII.)“ mit Hilfe der Potential-Theorie, Regeln aufzustellen, wie die bei den Gradmessungen durch die Lothablenkungen entstehenden Fehler näherungsweise berechnet werden können. Thomson und Tait haben die Theorie wesentlich gefördert,

---

[1] Unter dem Gravitations-Potential einer Masse in Beziehung auf einen gegebenen Punkt versteht man bekanntlich die Größe der Arbeit, welche erfordert wird, um eine Massen-Einheit aus diesem Punkte unendlich weit fortzubewegen.

Ist nun V das Potential in einem beliebigen Punkte P, V_1 dasjenige in einem benachbarten Punkte Q, so ist $V - V_1$ die Größe der Arbeit, welche erfordert wird, um eine unabhängige Massen-Einheit von P nach Q zu bewegen, wobei der Wert von $V - V_1$ von der Gestalt des gewählten Weges ganz unabhängig ist. Andererseits aber können wir, unter der Annahme, dass P und Q sehr nahe liegen und dass somit Richtung und Intensität der Schwerkraft auf der Linie PQ als constant zu betrachten sind, die vermeinte Arbeitsgröße als $PQ . F$ hinstellen, sobald mit F die längs PQ wirksame Componente der Gravitation bezeichnet wird. Es ist also:

$$V - V_1 = PQ . F$$
$$F = \frac{V - V_1}{PQ},$$

d. h. die Componente der Schwerkraft, welche in der Richtung PQ auf eine im Punkte P gelagerte Massen-Einheit wirkt, ist gleich der Zunahme des Potentiales längs PQ, berechnet auf die Längeneinheit.

Der Inbegriff aller Punkte nun, welchen dasselbe Potential zukommt, heißt eine Fläche constanten Potentials. Für je zwei dieser Punkte ist $V - V_1$ und somit auch F gleich Null, d. h. längs der vermeinten Fläche ist keine Componente der Gravitation wirksam. Eine Masse, welche sich an irgend einer Stelle der starr und glatt supponirten Fläche befände, ohne sich jedoch aus derselben entfernen zu können, wäre im Gleichgewicht, die Richtung der Attraction fiele für sie mit der Normalen an die Fläche zusammen. (Vgl. Thomson und Tait.)

Bei Gauss ist im selben Sinne für „Potential“ der Ausdruck „Potentialfunction“ eingeführt.

während neuerdings H. Bruns[1] in eingehender Weise die Eigenschaften der Geoide und ihre Beziehungen zu jenem Sphäroide entwickelte, welches bei durchwegs concentrischer Massen-Vertheilung als Niveau-Fläche auftreten müsste. Er hat gezeigt, dass ein Geoid nicht als eine Fläche zu betrachten sei, welche nach ihrer ganzen Ausdehnung durch eine einzige hinreichend einfache Gleichung analytisch ausgedrückt werden kann.

Um ein Bild zu geben, in welchem Maße das Ansteigen der Oceane gegen die Küsten hin stattfinden dürfte, machte Bruns, der leichteren Rechnung wegen, folgende Annahmen: Die Östliche Halbkugel (als 1. Meridian jener der Südspitze von Ferro gewählt) übe keinen Einfluss auf die Störung der ellipsoidischen Gestalt der westlichen Halbkugel aus. Diese letztere aber sei von einem 3000 M. tiefen Meere bedeckt, aus welchem statt des Amerikanischen Continentes, zwischen den Meridianen von 30 und 75° westl. Länge, ein 300 M. hohes Plateau emporrage. Die Massendichtigkeit sei 2·5, entsprechend der mittleren unserer bekannten Felsarten. — Unter diesen Voraussetzungen ergab die Potential-Rechnung, dass das Geoid von dem Ellipsoide sehr beträchtliche Abweichungen aufweist. Dieselben wurden von 5 zu 5 Grad bestimmt, wobei sich am Äquator, unter 10° W. Lg., der Abstand des Geoides vom Erd-Schwerpunkte um 547 M. geringer herausstellte, als unter 60° W. Lg. — Bruns glaubt, dass, bei Berücksichtigung des Einflusses der Östlichen Halbkugel und bei genauerer Würdigung der Massen-Vertheilung, noch größere Unterschiede, vielleicht sogar solche bis zu 1000 M. zu erwarten seien.

171 Da die Resultirenden der Schwer- und Centrifugal-Kraft immer in die Normalen der Punkte des Geoides fallen, so lässt sich die Abweichung des letzteren von der ellipsoidischen Fläche durch kein Instrument wahrnehmen, dessen Princip auf der Richtung dieser Resultirenden basirt, also weder durch das Pendel noch durch die Wasserwage. Kein Strom wird die Fahrt eines Schiffes begünstigen oder verzögern, kein Gefälle die Reise eines Eisenbahnzuges fördern oder vermindern, wenn Schiff oder Zug sich auf dem Geoide bewegen und hiebei dem Erd-Schwerpunkte näher oder ferner kommen.

Dagegen ist auf dem Geoide die Intensität der Schwere Änderungen unterworfen. So wird beispielsweise gegen die Küste hin nicht nur die Richtung der Schwerkraft geändert, sondern auch ursprünglich (d. h. bevor man sich eine Abänderung der ellipsoidischen Gestalt

[1] Vgl. hier u. a. a. O. H. Bruns: Die Figur der Erde, Publication des k. geodätischen Institutes, Berlin, 1878.

entstanden denkt) ihre Intensität vergrößert. Nun lehrt die mathematische Physik, dass sich in Folge dieser geänderten Verhältnisse das Geoid über das Ellipsoid so weit erhebt, bis wegen der zunehmenden Entfernung vom Attractions-Centrum, die Abnahme der Schwerkraft dreimal größer geworden ist, als die ursprüngliche Zunahme derselben. Hieraus folgt die Möglichkeit, Abweichungen von der ellipsoidischen Gestalt mittels Pendelschwingungen zu constatiren. Wo das Geoid aufsteigt, muss die Zahl der täglichen Schwingungen am invariabeln Pendel abnehmen, dort dagegen, wo das verkehrte stattfindet, muss sie zunehmen. [1]

Thatsächlich nun lassen sich schon gegenwärtig aus den vorliegenden Untersuchungen Anhaltspunkte dafür gewinnen, dass eine Depression der Niveau-Flächen inmitten der Oceane, und eine Elevation nahe den Continenten wirklich stattfindet. Die Stationen auf Inseln zeigen häufig eine zu große, die auf den Continenten eine zu kleine Intensität der Schwere und doch wäre mit Rücksicht auf die Localität, d. h. mit Rücksicht auf die Dichte der naheliegenden Massen, das umgekehrte zu erwarten. Am auffallendsten in dieser Beziehung erscheinen die Resultate der Beobachtungen auf der Insel Bonin, welche im Gebiete der größten Tiefen des Stillen Ocean situirt ist, und woselbst das Pendel täglich um 11·8 Schwingungen mehr vollführt, als dort der normalen Intensität entspricht. Hieraus wurde, bei Vernachlässigung der Localeinflüsse eine Depression des Meeresspiegels von etwa 1405 Meter berechnet. Zu Maranham an der Küste Südamerikas finden täglich 5·1 Schwingungen zu viel statt, was auf eine Elevation von 607 Meter hindeutet.

Die Deformation der Niveau-Flächen auf der Erde.

172. Bisher haben wir nur den Einfluss der irdischen Schwer- und Fliehkraft auf die Gestaltung der Meeres-Oberflächen berücksichtigt. Derselbe ist weitaus der maßgebendste, derart, dass die übrigen Einflüsse lediglich als Störungen zu betrachten sind, welche nur geringe Deformationen der freien Oberfläche zu bewirken im Stande sind.

---

[1] Ist ΔN die Abweichung der Schwingungszahl von der normalen, so wird die Erhebung oder Senkung (in Meter) mit Bezug auf das Ellipsoid, näherungsweise mittelst der folgenden einfachen Formel gefunden:

$$h = 119 . \Delta N.$$

Vgl. hier u. a. a. O.: Dr. J. Hann, Dr. F. v. Hochstetter und Dr. A. Pokorny: Allgemeine Erdkunde. Prag, 1881.

Von einiger Bedeutung erscheinen: *a)* Die Einwirkung fremder Himmelskörper, speciell des Mondes und der Sonne, *b)* die Kraft des Windes und der Meeresströmungen, *c)* endlich die Unterschiede im Barometer-Stande, im specifischen Gewichte des Seewassers, und in den Niederschlags-Verhältnissen, welche den verschiedenen Meeresgebieten zukommen.

Die meisten dieser Störungen bewirken continuirlich wechselnde, vorwiegend periodische Deformationen, welche sich an den Küsten durch das Schwanken des Wasserstandes zu erkennen geben. Mit Hilfe der im II. Abschnitte beschriebenen Pegel und Flut-Autographen kann man diese Schwankungen registriren, wodurch man in die Lage versetzt wird, für den Zeitraum, über welchen sich die Beobachtungen erstrecken, einen sogenannten mittleren Wasserstand abzuleiten. Aus demselben sind zunächst alle Bewegungen eliminirt, deren Periode klein ist, im Verhältnisse zur Dauer der Aufzeichnungen.

173. Der Einfluss der fremden Himmelskörper, speciell jener des Mondes und der Sonne, bewirkt, der Theorie nach, eine geringe Hebung des mittleren Wasserstandes unter den niedrigen Breiten und eine Senkung unter den hohen, da diese Gestirne in den erstgenannten Gebieten, wo sie dem Zenith und Nadir näher kommen, im Durchschnitte eine größere Anziehungskraft ausüben, als in den letzteren. Der wichtigste Theil ihrer Einwirkung ist jedoch kein fixer, die Niveau-Flächen andauernd verändernder. Im folgenden Abschnitte und zwar im Kapitel „Flut und Ebbe“ werden die hierhergehörigen Erscheinungen ausführlich erörtert und es genügt somit hier anzudeuten, dass, abgesehen von den noch nicht erfahrungsmäßig erwiesenen, säcularen Änderungen, die durch Mond und Sonne erzeugten Schwankungen als das Resultat einer Reihe streng periodischer Bewegungen aufzufassen sind, welche sich im mittleren Wasserstande nach einem Beobachtungsjahre schon zum großen Theile, nach einer Observations-Zeit von etwa 19 Jahren aber fast gänzlich aufheben.

174. Der Wind bewirkt zunächst Schwankungen von sehr kurzer Periode, nämlich die Wellen, deren Einfluss sich in kürzester Zeit aus dem mittleren Wasserstande eliminirt. Außerdem aber entsteht die sogenannte Drift, welche das Wasser gegen die Leeküsten staut. Die Erhebung des Spiegels an den letztern wird um so bedeutender, je weiter und frischer die Briese über See her weht und je weniger die Küsten-Formation einen Abfluss des gestauten Wassers gestattet. Ein anhaltender Scirocco erhöht beispielsweise das Meeres-Niveau im nordwestlichen Winkel des Adriatischen Meeres in sehr auffallender Weise.

Tritt noch die Flut hinzu, so werden nicht selten zu Fiume, Triest und Venedig die am tiefsten gelegenen Straßen und Plätze überschwemmt.

Solche Niveau-Erhöhungen durch den Wind werden sich nur dann aus dem mittleren Wasserstande eines Zeit-Intervalles tilgen, wenn sich während desselben die verschiedenen Wirkungen der Winde nach Richtung und Stauungskraft aufheben. — In manchen Örtlichkeiten herrschen aber gewisse Luftströmungen während einer Tages- oder Jahreszeit vor. In diesem Falle kann man den störenden Einfluss erst aus entsprechend länger fortgesetzten Wasserstands-Aufzeichnungen, welche sich auch über Zeiträume erstrecken, in welchen die umgekehrten Erscheinungen Platz greifen, in genügender Weise eliminiren. So herrschen in der Adria während des Sommers nordwestliche und nordöstliche, im allgemeinen also nördliche Winde vor, weshalb Sommer-Aufzeichnungen allein nicht geeignet sind, den genauen mittleren Wasserstand abzuleiten. Setzt man aber die Beobachtungen ein ganzes Jahr über fort, so kommen auch die Wirkungen der südlichen Winde zur Geltung, und der abzuleitende mittlere Wasserstand wird sich von dem wahren nur mehr wenig unterscheiden [1]. — Schweinfurth fand ähnliche Verhältnisse im Rothen Meere. Durch die Wirkung der nordwestlichen Winde ist das Niveau im nordöstlichen Theile dieses Gebietes von April bis November um 2 Fuß (etwa 0·6 M.) gedrückt.

Es ist jedoch keinesfalls ausgeschlossen, dass einem mittleren Wasserstande, sei er auch aus beliebig lange fortgesetzten Untersuchungen hervorgegangen, ein Überschuss in der Wirkung gewisser Winde, gleichsam als charakteristisch für die Beobachtungs-Localität, anhafte. In diesem Falle wäre die Niveau-Fläche durch den Windeinfluss dauernd gestört, und es liegt wohl die Vermuthung nahe, dass derartige Störungen in verschiedenen Meeren auftreten.

Ganz ähnlich wie der Wind, können auch die Meeresströmungen vorübergehende und dauernde Störungen der Niveau-Flächen hervorbringen.

---

[1] Stahlberger fand in drei aufeinanderfolgenden Jahren für Fiume mittlere Wasserstände, die im Maximum noch um 0·13 M. von einander abwichen, wobei jedoch zu bedenken war, dass noch weitere von der Windrichtung mehr oder weniger unabhängige Factoren auftraten. Mittelt man die Angaben der Sommer- und Winterhälften getrennt, so findet man aus sämmtlichen Aufzeichnungen im Werke: „Die Ebbe und Fluth in der Rhede von Fiume (Budapest, 1874)", dass der mittlere Wasserstand im Sommer um nahe an 0·2 M. niedriger ist, als im Winter.

175. Ist der Luftdruck über zwei in Communication stehenden Meeren oder Meerestheilen verschieden, so muss nach den Gesetzen der Hydrostatik das Niveau dort tiefer stehen, wo der Luftdruck höher ist. Daussy, Whewell, Schulten Airy u.a. haben das wirkliche Auftreten dieser Erscheinung nachgewiesen. „Theoretisch" entspricht 1 Mm. Unterschied im Barometer-Stande 13·2 Mm. Unterschied in der Niveau-Höhe, soferne dass pecifische Gewicht des Quecksilbers zu 13·6, jenes des Seewassers dagegen zu 1·03 angenommen wird. Stahlberger fand aus den Fiumaner Beobachtungen, dass, bei Berücksichtigung aller gemachten Aufzeichnungen, 1 Mm. Barometer-Schwankung im Durchschnitte 13·1 Mm. Niveau-Änderung entspricht, ein Verhältnis, dessen Übereinstimmung mit dem früher angeführten als sehr befriedigend zu bezeichnen ist. Es dürfte übrigens gut sein, darauf aufmerksam zu machen, dass diese Übereinstimmung nur die Mittelwerte betrifft, welche aus dreijährigen Beobachtungen abgeleitet wurden, während die einzelnen Fälle selbst sehr verschiedenartige und abweichende Erscheinungen aufweisen [1].

Auch das interessante Phänomen, dass das Meerwasser manchmal in den Mälaren-See hineindringt, also statt des gewöhnlichen Abflusses ein Zufluss stattfindet, wird unter gewissen Umständen den Differenzen im Luftdrucke zugeschrieben.

176. Die Unterschiede im Salzgehalte und in der Temperatur des Meerwassers bedingen die Unterschiede im specifischen Gewichte. Sind deren Beträge bekannt, so können die ihnen entsprechenden Differenzen im Wasserstande leicht berechnet werden.

177. Atmosphärische Niederschläge, welche auf einem Meerestheile selbst, oder doch auf dem Gebiete seiner Zuflüsse, reichlicher auftreten, als auf anderen Meerestheilen, bewirken ebenfalls Differenzen im Wasserstande. Genau genommen entscheidet jedoch der Unterschied zwischen dem Abgange durch die Verdunstung einerseits und dem Zuschusse durch den Niederschlag und durch die vom Lande oder vom Seeboden kommenden Zuflüsse andererseits. Die mehr oder weniger freie Communication der beiden Meerestheile spielt hiebei eine bedeutende Rolle.

Denken wir uns zunächst ein abgeschlossenes Becken, wie etwa das Caspische Meer. In demselben bildet sich der Gleichgewichts-Zustand in dem Sinne heraus, dass Verdunstung und Zufluss sich im Mittel aufheben. Überwiegt anfänglich die erstere, so muss der Spiegel so lange sinken, bis in Folge der hiemit verbundenen Abnahme des

[1] Für Algier fand Aimé fast dasselbe; für die Englischen Küsten dagegen leitete Walker einen etwas größeren Wert ab.

Oberflächen-Areals, sowie der zunehmenden Concentration der Salzlösung die Verdunstung im entsprechenden Maße abgenommen hat. Im entgegengesetzten Falle muss der Spiegel bis zur Erzielung der hinreichenden Verdunstung steigen. — Ist aber ein Becken von den übrigen Meeren nicht getrennt, so ruft jeder auf die bezeichnete Weise entstandene Niveau-Unterschied eine ausgleichende Strömung (als Wirkung des hydrostatischen Druckes) hervor, welche dem Anwachsen des Niveau-Unterschiedes viel engere Grenzen als bei dem geschlossenen Becken setzt.

Nach den Untersuchungen von Bouquet de la Grye, welche kürzlich der Pariser Akademie [1] vorgelegt wurden, steht der mittlere Wasserstand des Atlantischen Oceans bei Brest um 1·02 M. höher, als jener des Mittelmeers bei Marseille. Auch erscheint der Einfluss von Barometerstand, Salzgehalt und Wind nachgewiesen, wobei es jedoch auffallend ist, dass zu Brest gerade bei Südwind der höchste Wasserstand auftritt.— Die Depression des Mittelmeer-Spiegels erklärt sich zum Theile aus den obigen Betrachtungen über den Einfluss der Verdunstungs- und Niederschlags-Verhältnisse, zum Theile aber auch aus dem hohen specifischen Gewichte des mediterranen Wassers.

178. Die letztangeführten Unterschiede in den meteorologischen Verhältnissen können nun wieder, ähnlich wie Wind und Strömungen entweder vorübergehend und wechselnd, oder aber vorherrschend und dauernd sein. Im ersten Falle wird ihr Einfluss, in der Regel, schon im mittlern Wasserstande eines einzigen Jahres genügend verschwinden, im zweiten Falle aber kann ein solches Verschwinden nie eintreten. Wir haben es dann mit andauernden Störungen zu thun, wie beispielsweise bei dem eben angeführten Niveau-Unterschiede zwischen dem Mittelmeere und dem Atlantic.

In frühern Zeiten überschätzte man die Änderung der Niveau-Flächen, welche durch die aufgezählten Ursachen erzeugt wird, sehr bedeutend. Man vermuthete und maß sogar sehr beträchtliche Unterschiede zwischen den Wasserständen des Mittelmeeres und des Rothen Meeres, des Atlantic und des Pacific (an der Meerenge von Panama) u. dgl. m. All diese Unterschiede reducirten sich bei spätern Messungen auf sehr geringe Beträge.

Brauchbare Resultate zu erzielen ist es vor allem nöthig, den mittleren Wasserstand der zwei zu vergleichenden Küstenpunkte, für

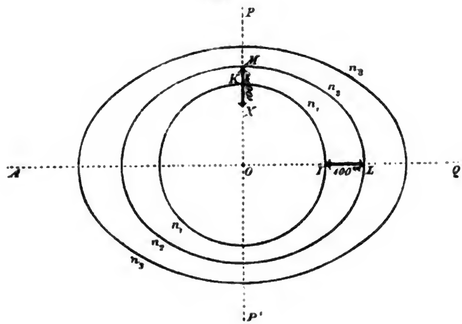
[1] Nach der Zeitschrift „Ausland“ werden diese Untersuchungen demnächst in den „Rec. d. Mém. d. sav. étrangers“ erscheinen.

ein genügend langes Zeit-Intervall, möglichst genau zu bestimmen, d. h. die wahren Nullpunkte der Pegel[1] mit hinreichender Sicherheit zu ermitteln. Der zwischen diesen Punkten etwa vorhandene Höhenunterschied wird sodann mit Hilfe des Nivellements eruirt.

179. Nivellements allein sind übrigens für den vorliegenden Zweck nicht ganz ausreichend, da ihrem Wesen, d. h. ihrer theoretischen Grundlage, ein Fehler immer dann innewohnt, wenn zwischen den beiden zu vergleichenden Punkten ein Niveau-Unterschied wirklich besteht, oder aber die Messung über höher oder tiefer liegende Gebiete vorgenommen wird.

Um in dieser Beziehung nur die Begriffe zu fixiren, sei zunächst darauf erinnert, dass, wie schon im vorigen Theile dieses Kapitels erwähnt

Fig. 52.



wurde, die dem Centrum ferner liegenden Niveau-Flächen eine größere Abplattung aufweisen, als die näher liegenden, also ungefähr in dem Sinne, wie dies die Ellipsen der Fig. 52 andeuten. Gesetzt nun, man wollte den Höhenunterschied der Punkte J und K mittels Nivellements eruiren,

[1] Bekanntlich wird am Pegel zunächst ein willkürlicher (möglichst bequem liegender) Punkt mit Null bezeichnet. Der später abzuleitende wahre Nullpunkt, welcher dem mittleren Wasserstande entspricht, fällt auf eine zu berechnende Zahl der angenommenen Scala, und wird durch ein möglichst genaues Nivellement mit einem gut kenntlichen, in einer solid fixirten Platte (der Höhenmarke) liegenden Punkte verbunden. Über Unsicherheiten und mögliche Änderungen bei Höhenmarken vgl. Baeyer: Über die Nivellements-Arbeiten im preussischen Staate. Berlin, 1881.

könnte aber dasselbe nur in einer höheren Niveau-Fläche durchführen, weil beispielsweise J und K am Meeresufer lägen und die Messung doch nur über Land vorzunehmen wäre; so käme man zunächst mittels eines Aufstieges um, sagen wir 100 M., nach L; von hier bis M bliebe man in derselben Niveau-Fläche, hätte also auf diesem Wege den Höhenunterschied Null, und stiege endlich bis K hinab. Bei diesem Abstiege fände man aber offenbar nicht mehr die 100 M., um welche man früher aufgestiegen ist, und es läge somit der Fehlschluss nahe, dass zwischen J und K ein factischer Höhenunterschied bestünde, d. h. dass J und K nicht derselben Niveau-Fläche angehörten.

Im Laufe eines großen Nivellements, das entfernte Küstenpunkte über bedeutende Höhen verbindet, finden wiederholte Übergänge von einer Niveau-Fläche, in welcher horizontal weiter gearbeitet wurde, zu einer andern statt. Die entstehenden Fehler gleichen sich in den meisten praktischen Fällen nur zum Theile ab, derart, dass in der Regel eine, angesichts der subtilen Unterschiede, welche hier erkannt werden sollen, nicht unbedeutende Fehlersumme im Resultate zurück bleibt.

Nun hat aber kürzlich Bruns bewiesen, dass eine Verbindung des geometrischen Nivellements mit Schweremessungen geeignet ist, wahre Niveaudifferenzen zu liefern und zwar unabhängig von der genauen Kenntnis der Niveau-Flächen selbst. Aus den gefundenen Differenzen lassen sich die Meereshöhen, also auch die Unterschiede der mittleren Wasserstände verschiedener Stationen ableiten.

180. Zu den genauesten und bestreducirten Nivellements, welche gut bestimmte Pegel-Nullpunkte verbinden, muss das längs der preußischen Küsten durchgeführte und an die holländischen Arbeiten angeschlossene gezählt werden. Es ergibt sich ein sanftes, keineswegs aber regelmäßiges Ansteigen des Meeresspiegels gegen Osten hin, welches von den meisten Autoren in erster Linie den vorherrschenden Westwinden zugeschrieben wird, das aber immerhin zum Theile auch von den Unterschieden im specifischen Gewichte herrühren mag. Die Differenz der mittleren Wasserstände von Holstein bis zur Küste bei Memel beträgt ungefähr 0·5 M.[1]

General-Lieutenant Dr. Baeyer, auf dessen Anregung die mitteleuropäische Gradmessung ihre Arbeiten begann, ist jedoch der Meinung, dass die bislang gefundenen Resultate nicht ausreichen, um die Behauptung zu rechtfertigen, dass der mittlere Spiegel der Ost-See als eine gestörte

[1] Die mittleren Wasserstands-Höhen selbst finden sich in den Publicationen des geodätischen Instituts zu Berlin, in den Petermann'schen Mittheilungen u. a. a. O.

Niveau-Fläche der Erde zu betrachten sei. Auf seinen Wunsch führte W. Seibt eine kritische Untersuchung des vorliegenden Materiales durch, deren Resultat die Bestätigung der obigen Ansicht gewesen ist.[1] Länger fortgesetzte Aufzeichnungen der Wasserstände und wiederholte Nivellements erscheinen daher selbst bei den in Rede stehenden äußerst exacten Arbeiten zur vollen Klärung der Sachlage noch immer nöthig.

B. Die See-Temperatur.

Allgemeine Beziehungen.

181. Das Seewasser als Salzlösung ist von geringerer Wärme-Capacität als das destillirte Wasser.[2]

Aus den bis nun angestellten Untersuchungen ergab es sich, dass bei Kochsalz-Lösungen die Wärme-Capacität mit der Zunahme der Concentration abnimmt. Bei den im Seewasser am meisten vorkommenden Salzgehalten von 3 bis 4%, (d. i. 3 bis 4 Gewichtstheile Salz in 100 Gewichtstheilen Wasser) kann die Wärme-Capacität zu 0·946 angenommen werden.

182. Das Wärmeleitungs-Vermögen ist beim Seewasser gering, doch nach Winkelmann immer noch etwas größer, als bei destillirtem Wasser. Für letzteres fand Despretz dieses Vermögen ungefähr 65mal geringer als für Kupfer. Setzt man die Leitungsfähigkeit von Gold gleich 1000, so ist jene von Wasser nur etwa 10.

Auch das Wärmedurchstrahlungs-Vermögen des Wassers ist unbedeutend. (Vgl. Kap. E).

183. Gleich wie Süßwasser wird auch Seewasser mit abnehmender Temperatur dichter. Während aber das erstere schon bei +4° C. sein Dichte-Maximum erreicht und sich bei noch weiterer Abkühlung wieder ausdehnt, erfährt das letztere, je nach seinem größeren oder geringeren Salzgehalte, bis —4 oder —6° C. hinab, eine continuirliche Zunahme der Dichte.[3]

---

[1] Vgl. Baeyer: Über die Nivellements-Arbeiten u. s. w. und Wilhelm Seibt Das Mittelwasser der Ostsee bei Swinemünde. Berlin, 1881.

[2] Bekanntlich versteht man unter Wärme-Capität die Anzahl der Wärme-Einheiten, welche nöthig sind, um die Temperatur eines Körpers vom Gewichte 1 Klgr. um 1° C. zu erhöhen. Ist nun als Wärme-Einheit diejenige Wärmemenge angenommen, welche 1 Klgr. Wasser von 0° auf 1° C. erwärmt, so gibt die, die Wärme-Capacität ausdrückende Zahl, den Wert desjenigen Verhältnisses an, welches auch häufig als „Specifische Wärme“ bezeichnet wird.

[3] Vgl. G. Karsten, Archiv für Mineralogie etc XX, sowie die Untersuchungen von Erman, Lenz und Zöppritz. (Poggd. Annal. E. Bd. V.)

Der Gefrierpunkt des destillirten Wassers (unter normalem Barometerstand) wird bekanntlich mit 0° C. (0° R. oder 32° F.) bezeichnet; bei Seewasser liegt dieser Punkt tiefer u. zw. nach Karsten, einen mittleren Salzgehalt supponirt, zwischen —2·3 und —3·0° C.[1]

Bezüglich der Eigenschaft des Seewassers bei jeder Temperatur, jedoch in geringerem Maße als das Süßwasser zu verdunsten, findet sich das entsprechende im vorhergehenden Abschnitte.

Der Vorgang bei den Beobachtungen.

184. Für die Beobachtung der Oberflächen-Temperatur sind vorzüglich zwei Methoden gebräuchlich. Entweder benützt man das im II. Abscbnitte beschriebene Pinsel-Thermometer, welches mittels einer Leine an der Schattenseite des Schiffes hinabgelassen und nach 2 bis 4 Minuten Accommodations-Zeit wieder aufgeholt und abgelesen wird, oder aber, man schöpft ein größeres Quantum Wasser, etwa mit Hilfe eines Kübels und taucht in dasselbe, sobald es im Schatten postirt ist, ein sich rasch accommodirendes Thermometer ein, an welchem die Ablesung erst dann zu geschehen hat, wenn der Quecksilber-Faden stationär geworden ist.

Es ist unschwer einzusehen, dass die erstere dieser beiden Methoden weit bequemer ist, als die letztere, welche jedoch ihrerseits zweifellos den Vorzug der größeren Genauigkeit durch Ausschließung einiger Fehlerquellen[2] besitzt. Die Commission zur Erforschung der Deutschen Meere hielt an der zweiten Methode fest, wodurch allerdings nicht ausgeschlossen ist, dass unter andern Verhältnissen, als diejenigen waren, unter welchen diese Commission forschte, die Anwendung des Pinsel-Thermometers zu genügenden Ergebnissen führen kann. Auf niederbordigen Fahrzeugen, in mittleren Breiten und im Sommer, haben vergleichende Versuche gezeigt, dass in Folge der, bei Anwendung des bequemeren Vorganges, möglichen Vervielfältigung der Beobachtungen auch die erstere Methode ausreichend ist.

---

[1] Bekanntlich kann sowohl Süß- als Salzwasser im flüssigen Zustande unter den Gefrierpunkt abgekühlt werden, wenn es sich in vollkommener Ruhe befindet.

[2] Das an dem Pinsel haftende Wasser bewirkt manchmal in Folge seiner Verdunstung eine merkliche Abkühlung der Thermometer-Kugel; — das von früheren Beobachtungen zurückbleibende Salz löst sich, sobald das Instrument in das Wasser gelangt auf, wodurch neuerdings die Gefahr einer zu niederen Temperatur-Angabe entsteht, — die Unaufmerksamkeit oder Ungeübtheit des Mannes an der Versenkungs-Leine, kann verursachen, dass, bei Seegang, das sich accommodirende Thermometer zeitweise in die Tiefe, zeitweise an die Luft kommt u. dgl. m.

Bei nicht zu ungünstigem Wetter kann das Pinsel-Thermometer auch in Tiefen bis zu zwei Meter verwendet werden, sobald nur das Aufholen genügend rasch vor sich geht. — Das sorgfältige Auswaschen des Pinsels mit Süßwasser vor der Beobachtung sei anempfohlen. — Ist die Maschine im Gange, so observire man vorne.

185. Zur Erkennung der Tiefen-Temperatur benützt man gegenwärtig am häufigsten die Thermometer von Miller-Casella und Negretti-Zambra. Ein klares Bild über die verticale Vertheilung der Temperatur erstrebt man durch die auf verschiedenen Stationen, deren Wahl vom Untersuchungs-Plane abhängig ist, zu gewinnenden Reihen-Temperaturen. Bei möglichst ruhig liegendem Schiffe werden die Instrumente, gewöhnlich mehrere gleichzeitig, in verschiedene Tiefen versenkt. Ihre Abstände sind in den höheren Schichten, woselbst man größere Temperatur-Unterschiede erwarten darf, geringer, in den tieferen Schichten aber größer anzunehmen. Bis etwa 200 oder 400 M. kann man die Thermometer von 20 zu 20 oder von 10 zu 10, dann weiter aber, in den größeren Tiefen, von 100 zu 100, eventuell auch in noch größeren Abständen anordnen. Man wird sich hierbei nach der Anzahl der verfüglichen Instrumente und nach den im Beobachtungsgebiete bereits gemachten Erfahrungen richten. — Von besonderer Wichtigkeit ist die Grund-Temperatur, welche mit mindestens zwei Apparaten, die nebeneinander, oberhalb des Lothes an der Leine befestigt werden, zu ermitteln ist. Die übrigen Instrumente befestigt man am sichersten an einem eigenen, zwar beschwerten, aber vom Tiefenlothe unabhängigen Ende.

Nachdem die Tiefen-Thermometer, im besonderen aber die nur Maxima und Minima registrirenden Miller-Casella'schen Apparate, derart construirt sein müssen, dass sie sich nur langsam der Temperatur des umgebenden Mittels accommodiren, so muss man die versenkten Instrumente durch einige Zeit in der Tiefe belassen, bevor man mit deren Aufholung beginnt. Wie lange nun diese Zeit zu dauern habe, richtet sich nach den Verhältnissen. Ein Thermometer, welches beim Versenken und Aufholen durch sehr lange Zeit eine mächtige Schichte Wassers passirt, deren Temperatur von jener der beabsichtigten Tiefe nur wenig verschieden ist, wird offenbar schon im Verlaufe der Versenkung die gehörige Zeit zur Accommodation finden. Wo jedoch, wie beispielsweise in der Adria zur Sommerzeit, schon in relativ geringen Tiefen eine bedeutend niedrigere Temperatur als an der Oberfläche gefunden wird, findet die Accommodation fast ausschließlich während der Zeit statt, durch welche man das Instrument in der verlangten Tiefe

festhält. Es scheint ferner, dass bezüglich der Trägheit nicht alle Instrumente derselben Construction übereinstimmen. Diesen Beziehungen ist es zuzuschreiben, dass verschiedene Beobachter auch verschieden lange Accommodations-Zeiten einhielten und dass hierin sogar eine Schwankung von 4 bis 15 Minuten auftritt. Basirt auf die Experimente, welche von Stahlberger und Bučic zu Lesina vorgenommen und sodann zu Fiume wiederholt wurden, kann es anempfohlen werden, mit den in Oesterreich in Verwendung stehenden Exemplaren der Miller-Casella'schen Tiefen-Thermometer, u. z. speciell bei Beobachtungen im Sommer, nahe der Ostküste des Adriatischen Meeres, die Accommodations-Zeit auf 12 bis 15 Minuten auszudehnen. Es wird dagegen vollkommen ausreichend sein, wenn man die mit dem Lothe in die größten Tiefen der Adria versenkten Thermometer 4 bis 5 Minuten accommodiren lässt. — Die Umkehr-Instrumente von Zambra-Negretti sind weit weniger träge, als die Miller-Casella'schen Thermometer. Bei ihnen reicht ein Intervall von 3 bis 4 Minuten unter allen Verhältnissen aus.

186. Ein besonderes Augenmerk ist vor der Versenkung der Casella'schen Apparate darauf zu richten, ob die Stifte (Indices) die gehörige Beweglichkeit aufweisen. Im Gegenfalle dringt das Quecksilber, nach der Versenkung des Instrumentes, über die Stifte hinaus, und verschiebt sie nur theilweise oder gar nicht. Beim Aufholen sodann retirirt es sich wieder und lässt kein Anzeichen der unvollkommenen Functionirung zurück. Falls man diesen Mangel nicht in ausreichender Weise beheben kann, muss die Angabe des betreffenden Instrumentes als zweifelhaft notirt werden. — Ein anderer, noch schwerer zu erkennender Übelstand, ist die zu große Beweglichkeit der Indices, durch welche ein Gleiten derselben während der Manipulation eintreten kann [1]

Wegen dieser beregten Mängel erscheint es wünschenswert, einige Glieder der zu beobachtenden Reihe mit Hilfe eines Control-Apparates anderer Construction (etwa jener Negretti-Zambras) oder aber durch Verdopplung der Casella'schen Apparate schärfer zu fixiren. Stellt man sodann die erhaltenen Angaben, etwa mit Hilfe rechtwinkliger Coordinaten, durch eine Curve graphisch dar, so wird man die vollkommen misslungenen oder doch zweifelhaften Angaben um so leichter zu erkennen im Stande sein, je geringer einerseits die Abstände der ver-

---

[1] Vgl. bezüglich dieser Übelstände auch: Petermanns Mittheilungen, Ergänzungsheft 63, 1880, H. Mohn: Die norwegische Nordmeer-Expedition: — sowie C. D. Sigsbee: Deep Sea Sounding and Dredging. Washington 1880 u. a.

senkten Thermometer gewesen sind, und je näher anderseits die einzelnen Beobachtungs-Stationen an einander liegen, d. h. je mehr die vorliegende Reihe mit ihren Nachbarreihen als vergleichbar betrachtet werden kann.

187. Bezüglich des Umstandes, dass die Casella'schen Tiefen-Thermometer nur Maxima und Minima registriren und dass in Folge dessen unter gewissen Verhältnissen neue Unsicherheiten hinzukommen können, von welchen die Zambra-Negrettischen Umkehr-Thermometer frei sind, wurde bereits im II. Abschnitte das Nöthige gesagt, und es sei hier nur angefügt, dass manchmal, wenn wärmere Schichten unter wenig mächtigen kälteren liegen, durch geeignetes Vorwärmen der Instrumente, sowie durch rasches Versenken und Aufholen derselben, dennoch einigermaßen brauchbare Resultate erzielt werden können.[1] Die Vorwärmung soll soweit geschehen, dass der Quecksilber-Faden des Thermometers, nach Passirung der kälteren Schichte, immer noch um einige Grade der Scala höher steht, als der tieferliegenden warmen Schichte entspricht. H. Mohn schlug bei seinen Beobachtungen im Norwegischen Meere diesen Vorgang ein, welcher bei Winterbeobachtungen auch in der Adria nachgeahmt wurde.

Soferne man eine Verzögerung der Arbeit nicht scheut, sei das vom Premier-Lieutenant Caroc, an Bord des dänischen Kriegs-Schooners „Fylla, Kapitain Jakobsen", gelegentlich der oceanographischen Untersuchungen in der Dänemark-Straße (zwischen Grönland und Island), 1877 angewendete Verfahren empfohlen, nach welchem die Beobachtungen in mehrere Reihen getheilt werden, um einerseits rasches Versenken und Aufholen zu ermöglichen und anderseits die Frage, ob der Maximum- oder Minimum-Stift die richtige Temperatur anzeige, mittels einer Discussion der Ablesungen leichter entscheiden zu können.

Waren beispielsweise Angaben für die Schichte bis 500 dänische Faden, u. z. für die Tiefen von 5, 10, 15, 20, 30, 37, 57, 100, 300 und 500 zu erlangen, so wurden die Messungen in folgende Reihen getheilt: Die erste für 5, 15 und 25 — die zweite für 10, 20, 30 — die dritte für 37, 57 — die vierte für 100 und die fünfte für 300 und 500 Faden.[2] (1 dän. Faden = 1·883 M.)

188. Bei Verwendung der Negretti-Zambra'schen Umkehr-Thermometer untersuche man häufig, ob das Abreißen des Quecksilber-Fadens an der richtigen Stelle stattfindet. Bei den Exemplaren neuerer Construction, welche in einem Holzkasten (Schwimmer) eingeschlossen sind,

[1] Vgl. Petermanns Mittheilungen, 22, 1876, XI.

[2] Vgl. Ann. d. Hydr., 1880, IV.

prüfe man nach längerem Gebrauche, wie H. Mohn anräth, ob die gehörige Schwimmkraft noch vorhanden ist.

189. Es bedarf kaum der Erwähnung, dass sämmtliche Thermometer, sowohl vor der Ausfahrt, als nach der Rückkehr in einem Laboratorium mit geprüften Normal-Instrumenten gründlich zu vergleichen sind, wobei selbstverständlich die im Wasser zu verwendenden Thermometer auch im Wasser u. z. von verschiedener Temperatur erprobt werden müssen. Weichen die Resultate der beiden Untersuchungen nur wenig von einander ab, so kann man die im Laufe der Reise erlangten Daten mit entsprechend interpolirten Correcturen versehen. Bei einer Reisedauer von mehr als vier bis sechs Wochen, wird es im hohen Maße dienlich sein, sich an Bord selbst auf die Anstellung brauchbarer Vergleiche einzurichten. Im Gegenfalle, also bei kurzer Reisedauer, unterlasse man es nicht, so oft als möglich, die Instrumente auf kurzem Wege zu controliren, indem man entweder in dieselbe Tiefe zwei oder mehrere Thermometer neben einander versenkt, oder aber dieselben in eine geschützt aufgestellte, mit Wasser gefüllte Balje taucht. Es hat sich nämlich gezeigt, dass bei sonst brauchbaren Instrumenten manchmal Unregelmässigkeiten, sogar bis zu einem Grad auftreten, welche sich später ausgleichen und daher nach längerer Zeit nicht mehr erkannt werden. H. Mohn schreibt diese Erscheinung dem Umstande zu, dass die kleine Erweiterung des Rohres unterhalb der Kugel, durch den Wasserdruck in der Tiefe, eine temporäre Zusammendrückung erleidet, und dass das Glas sich später unter dem gewöhnlichen Luftdrucke bald wieder zu seiner ursprünglichen Gleichgewichts-Form zurückarbeitet.

190. Trotz des Schutzes der Thermometer gegen den hydrostatischen Druck bedürfen ihre Angaben, wenn sie sich auf bedeutende Tiefen beziehen, einer kleinen Correctur, deren Wert mit Hilfe der Brahma'schen Presse ermittelt wird. Bezüglich dieser Correctur wende man sich am besten an die Firma, welche die Instrumente geliefert hat.

Dass die Angaben, bevor sie zur oberwähnten graphischen Darstellung verwendet werden, schon corrigirt sein müssen, bedarf kaum der Erwähnung.

191. Sowohl beim Transporte, als bei der Aufbewahrung der Thermometer muss mit großer Sorgfalt vorgegangen werden. Im besondern dürfen sich die Casella'schen Instrumente nie liegend oder in verticaler Stellung verkehrt befinden. Man trachte daher, dass die Gefäße immer nach oben zu stehen kommen.

Die Graphische Darstellung des Beobachtungs-Materiales.

192. Die im vorigen Absatze erwähnte Darstellung der Beobachtungs-Resultate mittels Curven (Art. 186) dient nicht bloß zu dem dort angegebenen Zwecke, sondern wohl auch dazu, um den Verlauf der Temperatur gegen die Tiefe hin zur Anschauung zu bringen. Die folgende Fig. 54 mag als Beispiel für eine derartige Darstellung dienen, wenngleich sie sich nicht auf die Resultate einer Beobachtung, sondern vielmehr auf die arithmetischen Mittel aus vielen Angaben bezieht.

Auch zur Interpolation können Curven dieser Art mit Vortheil verwendet werden, wir meinen nämlich, zur näherungsweisen Bestimmung der Temperatur in einer solchen Tiefe, in welcher sich kein Thermometer befand, sondern welche in den Abstand zweier Instrumente hineinfiel.

193. Neben dieser Darstellungsweise sind vorzüglich noch zwei andere im Gebrauche, u. z. betreffend:

a) Die Temperatur-Vertheilung in Vertical-Schnitten, welche entweder einer wirklich eingehaltenen Route entsprechen, oder wohl auch in kritischer Auswahl aus den Beobachtungs-Stationen verschiedener Routen combinirt werden. Die horizontalen Distanzen, sowie die Tiefen werden in stark verjüngtem Maßstabe angenommen, wobei es jedoch unvermeidlich bleibt, die Verjüngung bei den ersteren sehr viel weiter zu treiben, als bei den letzteren. Die Oberfläche versinnlicht eine horizontale Linie, den Grund ein den verschiedenen Tiefen entsprechender gebrochener Zug.

Für gewisse, den Verhältnissen angemessen gewählte Temperaturen werden die Tiefen ermittelt, in welchen sie sich auf den verschiedenen Beobachtungs-Stationen vorfinden und in der Figur die diesen Tiefen entsprechenden Punkte eingetragen. Verbindet man sodann von Station zu Station diejenigen der eben erhaltenen Punkte, welche sich auf gleiche Temperaturen beziehen, so erhält man die bildlich dargestellten „Isothermobathen“. Zur größeren Klarheit werden häufig die zwischen diesen Linien befindlichen Felder in entsprechender Weise mit Farben angelegt.

b) Die Wärmevertheilung in Flächen, welche sich in vorwiegend horizontalem Sinne ausdehnen. Hiebei bezieht man sich auf die Oberfläche, den Grund und auf Flächen in einer oder mehreren Zwischentiefen. In der Karte des Beobachtungsgebietes verbindet man jene Punkte, welchen, in der, der gewählten Fläche entsprechenden Tiefe,

dieselbe Temperatur zukommt, wodurch sich nahezu horizontal verlaufende Isothermen ergeben. Dass auch hiebei geeignete Interpolationen nöthig werden und, dass man zur deutlicheren Darstellung gleichfalls Farben zu Hilfe nimmt, bedarf kaum der Erwähnung.

Die Darstellung *a)* wird vorzüglich die verticale, jene *b)* aber die horizontale Vertheilung der Wärme zum Ausdrucke bringen. Als Beispiel für die erstere Art diene die Figur 53, für die letztere dagegen jene auf Tafel *E*.

Es ist klar, dass für die Anlage der Darstellung *a)* eine einzige zurückgelegte Route genügt, während für jene b) — soll das Bild nicht ganz illusorisch werden — eine große Zahl von Beobachtungs-Daten, aus verschiedenen Örtlichkeiten des untersuchten Gebietes erforderlich ist.

Die Abhängigkeit der Temperatur des Wassers von jener der Luft.

194. Die auf das Meer übertragene Sonnenwärme kommt zunächst der obersten Wasserschichte zu Gute und würde in Folge der geringen Leitungsfähigkeit und der fast fehlenden Diathermanie, nahezu ebenso, wie bei einer in Ruhe befindlichen und von oben erwärmten Süßwasser-Masse, nur sehr wenig in die Tiefe vordringen können, wenn nicht einerseits, wie im Kapitel „Specifisches Gewicht“ ausgeführt wird, Verdunstung und Salzgehalt eine verticale Circulation wachriefen und anderseits der Seegang und die Meeresströmungen die Durchmischung der Schichten wenigstens bis zu einer gewissen Tiefe bewirkten.

Es lässt sich nun im vorhinein erwarten, dass im allgemeinen die **mittlere** Temperatur der Meeres-Oberfläche von jener der untersten Luftschichten nur wenig verschieden ist. Wo aber ein solcher Unterschied auftritt, kann die Ursache hievon zum großen Theile den vorherrschenden Wasserströmungen zugewiesen werden.

Die Temperatur-**Schwankungen** der Luft sind jedoch bedeutend größer als jene der obersten Wasserschichten. Dies erhellt aus dem Umstande, dass die Strömungen im Luft-Oceane zumeist unregelmäßiger und wechselvoller vor sich gehen, als die Hauptzüge der Meeresbewegungen, und daher die Schwankungen der See-Temperatur in erster Linie von den Änderungen der Luft-Temperatur bedingt sind, welche aber nur langsam ihre Übertragung auf das Wasser finden.

Der Umschlag der Witterung an einem bestimmten Orte, beispielsweise der Übergang von einer äquatorialen zu einer polaren Luftströmung oder umgekehrt, hat in der Regel eine plötzliche Änderung der Luft-Temperatur zu Folge. Die gewöhnliche Erfahrung lehrt aber,

dass der Wärmezustand des Wassers nur langsam jenem der Luft folgt und, dass die durch einen neueingetretenen Luftstrom veränderte Temperatur durch mehrere Wochen einwirken muss, bis auch nur die höheren Wasserschichten sich derselben accommodiren.

Diese Trägheit in der Annahme der Luftwärme bewirkt, dass die raschen und unvermittelten, sprungartigen Übergänge, welche die Luft-Temperatur aufweist, beim Wasser nicht vorkommen sowie auch, dass bei dem letzteren die Schwankungen überhaupt absolut kleiner ausfallen, als bei der ersteren, indem sehr häufig der veränderte Witterungszustand nicht lange genug andauert, um seine volle Geltung auf das Meer ausüben zu können. Immerhin aber zeigt sich auch in der See ein täglicher und jährlicher Gang der Temperatur. Der Betrag desselben bleibt sogar an der Oberfläche hinter jenem der Luft zurück, ist aber im allgemeinen doch dort größer, wo der letztere größer ist. Deshalb sind einerseits die täglichen Schwankungen in hoher See geringer als nahe unter Land, während anderseits die jährlichen Schwankungen im großen ganzen, überall, wo keine Eisbildung stattfindet, mit der geographischen Breite abnehmen und in den äquatorialen Gegenden fast ganz verschwinden.

Der Eintritt des Temperatur-Maximums, sowie jener des Minimums verspätet sich beim täglichen und beim jährlichen Gange sehr namhaft, gegen den Eintritt der Extreme der Luft-Temperatur.

Auf der Nördlichen Halbkugel u. z. unter mittleren Breiten scheint im allgemeinen das Maximum auf August und September, das Minimum aber auf März zu fallen.

195. Auch die tiefer liegenden Schichten, bis zu einer gewissen, von der Örtlichkeit abhängigen Grenze, weisen einen täglichen und jährlichen Gang der Temperatur auf; doch wird das Ausmaß der Schwankung geringer und die Verspätung größer, je tiefer die betreffende Schichte liegt. Von hoher Wichtigkeit ist es nicht nur, ob in der Gegend, wo die Untersuchungen angestellt werden, die See vorwiegend ruhig oder aber bewegt ist, sondern auch, ob locale Strömungen, Flut und Ebbe einen wesentlichen Einfluss auf die Durchmischung der Schichten ausüben.

196. Aimé gibt für den täglichen Gang im Gebiete zwischen Algier und Marseille eine Maximal-Tiefe von 18 M. an. Doch wurden im Mittelmeere, noch in weit größeren Tiefen Temperatur-Schwankungen im Laufe eines Beobachtungstages, erkannt. Man sieht hieraus, wie sehr die örtlichen Einflüsse, wahrscheinlich auch das herrschende Wetter, ins Gewicht fallen. Die Vornahme der Untersuchungen sollte daher in hoher See und bei stabilem Wetter geschehen; eine An-

forderung, welche die Gelegenheit zu den schon an sich unbequemen Beobachtungen dieser Art noch wesentlich seltener macht.

Im offenen Ocean beträgt nach Humboldt die tägliche Schwankung bei Windstille kaum 1° C. [1] Dieselbe kann aber bei Seegang und nahe den Küsten bedeutend größer werden.

197. Der jährliche Gang reicht nach Aimé im Mittelmeere bis zur Tiefe von 300 bis 400 M. Doch ist es sicher, dass diese Tiefe sowohl von der geographischen Breite, als auch von den localen Verhältnissen im hohen Maße abhängig ist. Im offenen Oceane reichen die Schwankungen viel weniger tief, ja es macht sich der Einfluss der örtlichen Luft-Temperatur überhaupt nur auf 60 bis 80 Faden (100 bis 150 M.) geltend.

Die Größe der Schwankungen, welche im Atlantic von Jahreszeit zu Jahreszeit an der Oberfläche auftreten, mag aus Tafel *E* erkannt werden. Nahe unter Land ist der Abstand der Extreme jedoch bedeutender; so wurde im Skager Rak 15° C. beobachtet [2]. In der Tiefe ist der jährliche Gang geringer als am Niveau, auch treten dortselbst die Maxima und Minima der Temperatur später ein als oben. Die vielen Beobachtungen, welche an fixen Stationen vorgenommen wurden, geben hierüber genügende Aufklärung; immerhin aber ist der Local-Einfluss auch in dieser Beziehung sehr bedeutend. Wir werden später Gelegenheit finden, die Resultate einiger Untersuchungen dieser Art anzudeuten.

198. Die folgenden Unterschiede zwischen den Temperaturen der wärmsten und kältesten Monate beziehen sich auf Örtlichkeiten, welche im Bereiche des Golf-Stromes liegen:

Island	Faroer	Fruholm
10·6°	4·9°	6·2° C.

Eine wesentliche Einwirkung auf den Grad der Erwärmung übt die Tiefe der Meerestheile aus, da sehr seichte Meere, bei welchen der jährliche Gang bis zum Grunde stattfindet, abweichendere Extreme auch an der Oberfläche aufweisen.

Über einigen Untiefen endlich scheint sich eine Depression der Temperatur herauszustellen, welche Thatsache von mehreren Seiten bestätiget und der Aufstauung kalter Tiefenströme zugeschrieben wird.

---

[1] Voyage de Humboldt et de Bonplant. Paris 1814. I.

[2] H. Mohn. Grundzüge der Meteorologie. Berlin 1879.

Der Atlantische Ocean.[1]

199. Der unter den Oceanen relativ am meisten durchforschte ist der Atlantic. Dies gilt nicht nur von dem Hauptgebiete desselben, sondern wohl auch im gleichen Maße von den meisten seiner Nebenmeere. Doch finden sich in dem offenen Theile immer noch gewisse Gebiete, welche der gründlichen Untersuchung harren. Zu diesen gehören die südlichen Räume, etwa von 45° S. Br. ab, welche nur theilweise u. z. an der Südamerikanischen Küste aufgeklärt wurden, dann einige nordwestliche Gebiete jenseits von 50° N. Br.

200. Abgesehen von gewissen Lücken im Mittelmeere und in den Gewässern der Antillen, wo übrigens Untersuchungen im Zuge sind, wurden die übrigen Nebenmeere, wie die Ost-See, die Nord-See, die Gebiete zwischen Norwegen und Island, dann jene zwischen Island und Grönland, endlich das Adriatische Meer, eingehender durchforscht.

Indem wir von den angeführten Binnenmeeren, welche mehr oder weniger besondere Temperatur-Verhältnisse aufweisen, in einem späteren Absatze sprechen werden, sei zunächst der offene Theil des Atlantischen Oceans in Betracht gezogen.

201. Zur bessern Übersicht wurde auf Tafel *E*[2] eine Reihe von Darstellungen gegeben, welche die Vertheilung der Temperatur, u. z. an der Oberfläche, am Meeresgrunde und in einer Mitteltiefe von 800 bis 1200 M. für das ganze Jahr, dann weiter an der Oberfläche für jede einzelne Jahreszeit zum Gegenstande haben.

202. Zunächst die Temperatur an der Oberfläche ins Auge gefasst, ersehen wir aus dem Täfelchen *b*, welches sich auf das ganze Jahr bezieht, folgende Erscheinungen:

a) Die höchste Oberflächen-Temperatur nördlich des Äquators mit 28° C. zeigt sich einerseits in den Gewässern von Guyana und Nordbrasilien, anderseits in jenen von Cap Palmas.

b) Die Abnahme der Temperatur mit der Zunahme der Breite ist rascher auf der Süd- als auf der Nord-Hemisphäre.

---

[1] Die bis in die jüngste Zeit gesammelten Daten über die Temperatur der Oceane wurden in kritischer und höchst übersichtlicher Weise von Professor Dr. G. v. Boguslavski zusammengestellt. Seine Untersuchungen sind auch bei den nachfolgenden Darstellungen in erster Linie berücksichtigt.

[2] Entnommen dem „Atlas des atlantischen Oceans“, herausgegeben von der Direction der deutschen Seewarte in Hamburg. — Die Darstellungen auf Taf. *E* sind im stark verkleinerten Maßstabe.

c) Der Verlauf der Isothermen weicht südlich des Äquators von den Breitenkreisen weit weniger ab, als nördlich desselben, wo ein sehr starkes Aufbiegen dieser Linien von 45° N. Br. an gegen NO, als Wirkung des Golf-Stromes stattfindet.

203. Bezüglich des Verlaufes der Temperatur an der Oberfläche während der vier Jahreszeiten, ergeben die Kärtchen *e, f, g* und *h* die folgenden Thatsachen:

Für die Monate December, Jänner, Februar *(e)*:

Das Gebiet der Temperatur über 28° C. ist auf zwei kleine Gruppen an und nahe dem Äquator beschränkt. Die Isotherme von 22° C. reicht sowohl auf der Nördlichen, als auch auf der Südlichen Hemisphäre bis über 30° N. Br., respective S. Br. hinaus. Während auf der Nördlichen Hemisphäre, bis zu 4° C., an der amerikanischen Seite eine sehr rasche, an der europäischen hingegen eine sehr langsame Temperatur-Abnahme gegen die Pole hin stattfindet, weist die Südliche Halbkugel einen ziemlich gleichmäßigen Übergang auf. Die 4° C. Isotherme reicht südlich von Amerika bis 60, südlich von Afrika aber nur bis 50° S. Br.

Für die Monate März, April und Mai *(f)*:

Die beiden Gebiete von „über 28° C." am Äquator, zwischen 10° S. Br. und 10° N. Br., berühren sich fast, während ein drittes derartiges Gebiet von hoher Temperatur (und zwar bei Jamaica) hinzutritt. Die 22° Isotherme ist in ihrem Verlaufe wenig verändert, desgleichen jene von 4° C.

Für die Monate Juni, Juli und August *(g)*:

Die Gebiete über 28° C. verschwinden am Äquator und treten dafür im Golfe von Mexico, im Caraiben-Golf und östlich hievon auf. Südlich des Äquators bleibt die Temperatur allenthalben unter 28° C. Die Isotherme von 22° C. rückt auf der Nördlichen Halbkugel bis zu 40.° N. Br., desgleichen schiebt sich jene von 4° nach NW. vor. Auf der Süd-Hemisphäre retirirt die 22° C. Isotherme bis nördlich von 25° S. Br. und auch jene von 4° C. hat sich dem Äquator auffallend genähert.

Für die Monate September, Oktober und November *(h)*:

Das Gebiet über 28° C. tritt neuerdings in zwei Gruppen an der amerikanischen und afrikanischen Seite auf. Die erstere ist bedeutend mächtiger an Areal als die letztere. Beide liegen nördlich des Gleichers. Die 22° Isotherme hat auf unserer Halbkugel eine allerdings kleine Verrückung gegen Norden erfahren. Die 4° Isotherme verläuft von Neu-Fundland nach Cap Farewell und West-Island, hat also um diese Zeit ihre nördlichste Lage. Auf der Südlichen Hemisphäre sind die Änderungen von geringerer Bedeutung.

204. Unter den Ursachen, welche die eben dargestellte Temperatur-Vertheilung an der Oberfläche des Atlantischen Oceans hervorrufen, ist neben den Unterschieden in der Insolation auch die Wirkung der Meeresströmungen hervorzuheben.

Dies tritt am deutlichsten hervor, wenn man die Resultate der Durchkreuzungen des Golf-Stromes durch den „Challenger“ ins Auge fasst. Es zeigte sich die Temperatur der Oberfläche auf der Linie „Bermuda-Sandy-Hook“ zuerst 18·3, dann im Strome 23·9, endlich im „cold wall“ (der Meerestsreifen längs der Ostküste der Vereinigten Staaten von Nordamerika) 11·0° C. „Halifax-Bermuda“ dagegen ergab 15·0, 22·8 und 21·4° C.

Wie die mächtige erwärmende Kraft des Golf-Stromes in allen Jahreszeiten, am auffallendsten aber im Winter und Frühjahr, die Temperatur in NO erhöht, wurde schon angedeutet, als des merkwürdigen Verlaufes der Isothermen gegen die Europäische Westküste hin Erwähnung geschah. Wir glauben noch an dieser Stelle zur Erläuterung, wie man in manchen Fällen aus der Wasser-Temperatur mit großer Sicherheit auf das Vorhandensein einer Strömung schließen kann, auf folgenden Fall hinweisen zu sollen: Auf der kleinen Insel Grimsey, etwa 24 Sm. nördlich von Island, ergaben die vom Pastor Gudmundarson mit großer Zuverlässlichkeit gesammelten Daten, nach vierjährigen, täglich angestellten Beobachtungen, als mittlere Temperatur des Oberflächen-Wassers, in den Monaten Juni, Juli und August 5·5, 7·5 und 8·5° C. Dass hier eine warme Strömung wirksam ist, wird auf das entschiedenste durch die gleichfalls beobachtete Luft-Temperatur erwiesen, welche im Mittel um 0·5° C. niedrigere Daten aufweist als das Seewasser. [1]

Da der Golf-Strom, sowie die Strömungen überhaupt im VIII. Abschnitte eine eingehende Besprechung erfahren, so sei hier nur bemerkt, dass die Angaben über die Mächtigkeit und den Verlauf der erstgenannten Strömung noch immer zwischen weiten Grenzen schwanken und dass der Golf-Strom auf der früher angeführten Untersuchungs-Linie Halifax-Bermuda in mehrere Streifen warmen Wassers getheilt ist, welche durch Streifen kälteren Wassers getrennt sind, eine Erscheinung, die übrigens nicht auf diese Linie beschränkt bleibt und welche im Laufe der Jahreszeiten, so wie auch von Jahr zu Jahr wesentlichen Veränderungen unterliegt.

---

[1] Vgl. Annal. der Hydrographie. IV. April, 1880.

205. Auf die Grund-Temperatur (Tafel *E*, Kärtchen *d*) übergehend finden wir zunächst eine gewisse Abhängigkeit derselben von der Tiefe. In den seichten Gebieten, zumal nahe unter den Küsten, ist das Wasser am Grunde im allgemeinen wärmer als in den tieferen Meerestheilen. [1]

Von größtem Einflusse ist die Configuration des Meeresbodens. Der Süd-Atlantic wird durch den Südatlantischen Rücken (Challenger-Rücken) in zwei Gebiete getrennt, von welchen nur das westliche, auch in den größten Tiefen mit dem Antarktischen Meere in freier Communication steht, während das östliche durch eine vom genannten Rücken sich abzweigende und bis zur Afrikanischen Küste verlaufende unterseeische Schwelle in seinen tiefern Regionen abgesperrt erscheint. Wir finden nun im ersterwähnten westlichen Gebiete weit niedrigere Grund-Temperaturen als in dem zweitangeführten östlichen Theile.

Eine ähnliche Erscheinung weist der Nordatlantic auf. Der Azoren-Rücken (Dolphin-Rücken) trennt ein am Grunde kälteres Westbecken von einem wärmeren Ostbecken, wobei nur der Theil nordöstlich des Golfes von Mexico eine Ausnahme macht. Es erscheint dies um so auffallender, als gerade das östliche Gebiet auf breiterem Wege mit dem Arktischen Meere in Communication steht als der westliche. Nun findet sich aber die unterseeische Barriere Island-Faröer-Shetland, welche den Übergang des kalten Grundwassers der Nordmeer-Tiefe zu den südwestlich gelegenen Gewässern verhindert, indem nirgends ein Weg von namhaft mehr als 900 M. Tiefe offen steht. In der zungenförmigen Rinne zwischen den Faröern und den Shetland-Inseln findet man noch eiskaltes Wasser am Grunde, während man wenige Meilen südlich, diesseits der Barriere, die Tiefen-Wärme des Nord-Atlantic antrifft.

206. Die niedersten Boden-Temperaturen zeigen sich im südwestlichen Theile, östlich der Küste von Südamerika bis Tristan d'Acunha und Ascension (im Mittel 0·3° C., bei Tiefen zwischen 3500 und 5300 M.), sodann am Äquator und in dessen Nähe (im Mittel 0·4 bis 0·9° C. bei 4000—4400 M.), endlich auf der Linie Tristan d'Acunha-Cap der guten Hoffnung (im Mittel 0·8° C.) [2]

207. Mit Bezug auf die horizontale Vertheilung der Temperatur in den mittleren Schichten muss hervorgehoben werden:

---

[1] Im Kärtchen „*d*“ wurde im nordöstlichen Theile der rothe Ton auf die Gewässer von Großbritannien, Norwegen etc. nicht ausgedehnt.

[2] Vgl. hier u. a. O. Annalen der Hydrographie und maritimen Meteorologie, 1879.

a) Alle Schichten von etwa 200 M. Tiefe abwärts, auf welche sich die Sonnenwärme nicht mehr directe geltend macht, sind im allgemeinen im nördlichen Theile des Atlantic wärmer als im südlichen. Dies gilt für alle homologen Breiten und Tiefen. Man vergleiche hiefür Kärtchen *c* in Tafel E. Das Steigen der Wärme von Süd über den Äquator nach Nord bis zu 40 oder 50° Breite erscheint vollkommen ausgeprägt.

b) Auf der Nördlichen Halbkugel findet sich das wärmste Wasser zwischen den Breiten von 20 und 40°. Hiebei ist über 800 M. im Westen, unter 800 M. aber im Osten die höhere Temperatur. Nur dicht an der Küste der Vereinigten Staaten liegt ein kalter Wasserstreifen, nämlich der, wie die meisten Autoren annehmen, durch Polarströmungen erzeugte „cold wall".

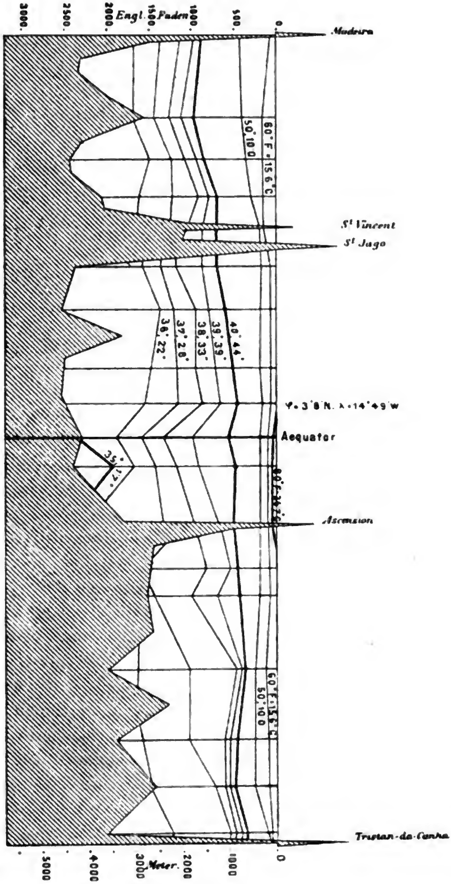
208. Zwischen 30 und 40° N. Br. erstreckt sich eine im Mittel 580 M. tiefreichende warme Wassermasse, u. z. in einer Länge von 2000 und in einer Breite von 600 naut. Meilen. Diese Masse hat einen Anschluss warmen Wassers noch in höheren Breiten, ja bis zu den Küsten von Norwegen, eine Erscheinung, welche ihre Erklärung in der Drift findet, die dem Golf-Strome ihre Entstehung verdankt und die schon im Vorhergehenden als Ursache der entsprechenden Verhältnisse an der Meeres-Oberfläche hingestellt wurde.

209. Der Verlauf der Temperatur von der Oberfläche dem Grunde zu, lässt sich durch folgende Erscheinungen charakterisiren:

a) Für das Gebiet zwischen 40° Nord- und Südbreite wurde festgestellt, dass die Temperatur ohne Unterbrechung von der Oberfläche dem Grunde zu abnimmt, soferne die Tiefe nicht etwa 3600 M. übersteigt. Unterhalb dieser Tiefe findet in der Regel eine namhafte Änderung nicht mehr statt, derart, dass die Wasserschichte, welche sich etwa 1800 M. über der größten Depression befindet, fast gleichmäßig durchwärmt ist. Keinesfalls aber zeigt sich die homotherme Schichte der älteren Forscher, in welcher die constante Temperatur von 4° C. herrschen sollte.

In höheren Breiten dürfte (besonders zur Sommerzeit) in den meisten Fällen gleichfalls eine Abnahme der Temperatur mit der Tiefe stattfinden; doch ergaben sich mehrfache Ausnahmen, u. z. besonders in den Gegenden, welche von warmen Strömen beherrscht werden, oder theilweise vom Treibeise bedeckt sind. In beiden Fällen findet eine continuirliche Abkühlung der obersten Schichten durch die Luft oder durch das Eis statt, und es zeigt sich, trotz der hiedurch eingeleiteten verticalen Circulation ein Wachsen der Temperatur von der Oberfläche bis zu einer gewissen, den Verhältnissen entsprechenden Tiefe.

Fig. 53.



b) Die Abnahme nahe der Oberfläche ist am raschesten im tropischen Theile des Atlantic. Bis zu etwa 90 M. Tiefe beträgt sie 13 bis 14° C.

c) Soferne man die Isothermobathen von 4 bis 5° C. als die Grenze des warmen oberen und des kalten unteren Wassers betrachtet, so ergiebt es sich, dass das letztere im äquatorialen Gebiete und auf der Süd-Hemisphäre am höchsten empordringt.

Gelegentlich des Vergleiches der Erscheinungen in den drei Oceanen wird auf den Verlauf der Temperatur von der Oberfläche zum Grunde nochmals zurückgegriffen und derselbe durch eine Figur erläutert.

210. Schließlich sei die Vertheilung der Temperatur längs der vom Expeditions-Schiff Challenger im Atlantic eingehaltenen Route von

Madeira über St. Vincent (1873) zu einem Punkte von 3° 8′ N. Br. und 14° 49′ W. Lg., sowie längs der weitern Route von hier bis Tristan d'Acunha (1876) in beistehender Fig. 53 wiedergegeben.

Aus derselben lässt sich das Ansteigen der Isothermobathe von 40° F. (4·4° C.) von Norden nach Süden hin verfolgen. Dieselbe tritt bei Madeira in 1000 Faden (1829 M.), bei Tristan d'Acunha aber schon in 500 Faden (915 M.) auf. Auch aus dem Verlaufe der übrigen Linien gleicher Temperatur ist zu ersehen, dass die Wärme der unteren Wasserschichten im allgemeinen von Norden nach Süden abnimmt.

Die Darstellung Fig. 53 in der Nähe des Äquators einigermaßen unsicher, weil dortselbst die Combination zweier Routen stattgefunden hat. Dessenungeachtet lässt es diese Figur erkennen, dass die Schichte warmen Wassers (von über 5 oder 6° C.) in den Äquatorial-Gegenden weniger tief reicht, als unter den höheren Breiten, zumal, wenn man von den Beobachtungs-Resultaten in der Nähe der Inseln absieht.

Der Indische Ocean.

211. Vom Indischen Oceane sind die Daten über die Temperatur-Vertheilung, — die älteren Forschungen [1] unberücksichtigt, — spärlicher vorhanden, als vom Atlantic. Nur für den südlicheren Theil liegen Beobachtungen der Challenger- und Gazelle-Expedition vor, wobei noch zu bemerken ist, dass die vom Challenger durchgeführten Temperatur-Bestimmungen nahe dem Packeise (südlich von 60° Br.) einigermaßen unsicher erscheinen, weil die hiebei benützten Miller-Casella'schen Tiefen-Thermometer, wie Kapitain Nares selbst hervorhebt, für die Verhältnisse des besagten Gebietes, wo häufig kältere (weniger durchsalzene) Schichten über mächtigen wärmeren (salzreicheren) zu liegen kommen, nicht gut verwendbar sind. [2]

Für den nördlichen Theil des Indischen Oceans verdankt man einige Beobachtungen der Hydra-Expedition (Kapitain Shortland, 1868), auf der Linie Aden-Bombay, — dann dem deutschen Kriegsschiffe „Louise" (Corvetten-Kapitain Schering und Kapitain-Lieutenant Herz, 1879), im Golfe von Bengalen und im Gebiete südlich der Hydra-Linie.

212. Für die Oberfläche, von Capstadt bis zu den Macdonald-Inseln, ergaben die Messungen (im australischen Sommer) eine Abnahme gegen Süden von 23 bis 3° C.

---

[1] Vgl. Prof. Josef Prestwich, „Philos. Transact. of the Royal Society", Vol. 165, 1865.

[2] Vgl. II. Abschnitt.

Der Agulhas-Strom zeigt dieselbe Erscheinung, welche im vorigen Absatze für den Golf-Strom angegeben wurde, indem kältere und wärmere Streifen nebeneinander liegen. Nach Wilds Thalassa wachsen die Differenzen bis zu einem Maximum von 10°. Südöstlich der Kerguelen wurde am Rande des Packeises die Oberflächen-Temperatur mit —1·4 bis —2·2° C. gemessen, also gerade noch hoch genug, um das Schmelzen des Eises im Salzwasser, wenn auch sehr langsam, zu bewirken.

Auf der Fahrt von Mauritius nach Nordwest-Australien fand die „Gazelle" je nach der geographischen Breite, die Oberflächen-Temperatur schwankend zwischen den Beträgen von 16 und 28° C.; auf jener von Nordwest-Australien nach den Inseln Timor und Amboin aber zwischen 27 und 28·5° C.

213. Die Grund-Temperatur schwankt in den südlicheren Theilen des Indischen Oceans, auf der Linie Capstadt-Kerguelen bei Tiefen von 2900 bis 3500 M., zwischen 0·7 und 1·7° C. Auf der Linie „Westaustralien-Mauritius", bei Tiefen von 2900 bis 5300 M. hält sich dieselbe ziemlich gleichmäßig zwischen 0·7 und 2·2° C. Diese niederen Temperaturen lassen darauf schließen, dass hier keine geschlossene submarine Barrière den Zufluss antarktischen Wassers hemmt.

Auf der Linie Bombay-Kooria-Mooria (Arabisches Meer) fand man in der Tiefe von 3968 M. eine Boden-Temperatur von 0·8° C.; südlich von Java u. z. in 5523 M., der größten im Indischen Ocean gemessenen Tiefe aber 0·9° C.

Im Gegensatze zu den eben angeführten, zeigen die Gebiete zwischen Australien und den Kleinen Sunda-Inseln relativ höhere Boden-Temperaturen. Es ergaben sich bei 3000 M. Grundtiefe 2·3 bis 2·9° C.

214. Die Abnahme der Temperatur von der Oberfläche zum Grunde geht auch im Indischen Oceane unter den Tropen sehr rasch vor sich. Die Beobachtungen der „Luise", insbesondere jene zwischen Calcutta und Singapore zeigen einen ebenso schroffen Übergang wie er unter den Tropen im Atlantischen Ocean constatirt wurde. Bei einer auf der letztgenannten Linie beobachteten Reihe betrug die Abnahme der Temperatur für die ersten 100 M. 14° C.

Für den Theil des Oceans, welcher südlich des Gleichers liegt, geben wir die folgende Zusammenstellung der Tiefen, in welchen die nebenbezeichneten Isothermobathen verlaufen:[1]

---

[1] Vgl. „Ann. d. Hydr. etc.", 1880, II.

Ort	Isotherme von ° C.					
	25	15	10	5	2½	2
	Meter					
Capstadt-Kerguelen .	—	70— 90	150—200	0— 650	0— 1650	—
Mauritius-W. Australien	—	35—220	500—900	900—1300	1300—2000	—
NW. Australien-Timor	90	200	200—400	400— 550	1100—1300	1700—2800

Der Stille Ocean.

215. Das sehr ausgedehnte Gebiet des Stillen Oceans ist trotz der Forschungen der epochemachenden Expeditionen des Challenger der Tuscarora und der Gazelle, in Bezug auf die Erkenntnis der Temperatur-Vertheilung nur theilweise aufgeschlossen. So wurden die Hochsee-Gebiete südlich von 55° S. Br., dann der äquatoriale Gürtel von 20° N. bis 20°S. Br., östlich des Meridianes von 147° W. Lg., von den eben erwähnten Expeditionen gar nicht berührt. Ein Blick auf die Routenkarte Taf. I zeigt, dass auch das untersuchte Gebiet, relativ zu seiner Größe, nur eine mäßige Anzahl von Beobachtungen aufweisen kann.

216. Die Vertheilung der Temperatur an der Oberfläche ergibt folgende Erscheinungen:

a) In dem Gebiete zwischen 130° O. Lg. und 145° W. Lg. nördlich des Äquators bis 21° N. Br. und südlich bis 17° S. Br. fand Challenger die Temperatur an der Oberfläche im Mittel zu 26·7° C. Hiebei muss jedoch bemerkt werden, dass die „Gazelle“, welche südlich des Äquators bis 19° S. Br. beobachtete, für dieses Gebiet im Mittel 28·0° C. constatirte.

b) Bezüglich des Gebietes zwischen 20 und 52° N. Br. geht aus den Temperatur-Beobachtungen der „Tuscarora“ und des „Challenger“, welche nahezu parallele Routen, doch in verschiedenen Breiten, verfolgten, hervor, dass die Temperatur mit der zunehmenden Breite abnimmt, derart, dass sich zwischen 20 und 26° N. Br. etwa 25·8° (Chall.) bis 22·7° C. (Tusc.), zwischen 36 und 38° etwa 22·7 bis 18·2° C. (Chall.), endlich zwischen 38 und 54 Grad etwa 18·2 bis 5·9° C. (Tusc.) vorfindet.

c) Die Vertheilung in ost-westlicher Richtung ins Auge gefasst, ergab sich sowohl im tropischen Gürtel, als auch im nördlichen Theile des Pacific ein Ansteigen der Temperatur gegen Westen. Südlich des Äquators fand man im westlichen Theile nur etwa um 0·3° mehr als im centralen, im tropischen Gebiete nördlich des Gleichers betrug dieser Unterschied jedoch 1·2°. In den Breiten von 23 und 24° N. und den Längen von 148° W. bis 162° O. constatirte man eine Temperatur-Differenz von 1·7° zu Gunsten des westlichen Theiles.

217. Die bislang gemachten Beobachtungen reichen schon vollkommen aus, um nachweisen zu können, dass im Pacific, gerade so wie im Atlantic, die Meeresströmungen einen beträchtlichen Einfluss auf die Temperatur-Vertheilung ausüben.

Die Untersuchungen des „Challenger“ und der „Tuscarora“ klärten nicht wenig die Strömungs- und Temperatur-Verhältnisse im Gebiete des Kuro-Siwo auf. Es ergab sich, Juni 1875, im Bereiche dieses Stromes zwischen 32° 31′ und 35° 8′ N. Br. und zwischen 135° 39′ und 147° 9′ O. Lg. ein Temperatur-Mittel von fast 22° C., während im kalten Küstenstrome nur 17·9 bis 19·2° C. gefunden wurde. Die Erscheinung der kalten Streifen zwischen den warmen wurde auch im Kuro-Siwo nachgewiesen.

218. Für die Grund-Temperatur finden wir die niedersten Angaben u. z. 0·0° bis —0·4° C. in der Gegend der größten Boden-Depression und nordöstlich hievon, also im Osten von Nippon, Jesso und den Kurilen; die höchsten dagegen, bis zu 1·8°, in der Melanesia-See, so wie in dem Gebiete zwischen den Japanischen Inseln und Neu-Guinea. Dieses letztere ist durch die Inselketten der Marianen, Carolinen u. a. von den benachbarten Theilen des Stillen Oceans getrennt, woselbst, soweit eben Beobachtungen vorliegen, Grund-Temperaturen von 0·7 bis 1·4° C. anzunehmen sind. Hiebei stellt sich das Temperatur-Mittel näher den genannten Inseln etwas höher als in dem centralen Theile des Oceans und zwar zu 1·22 gegen 0·95° C. Von hier aber nimmt die Grund-Temperatur gegen Norden und Süden hin etwas ab und zwar bis durchschnittlich 0·8°, welche Temperatur auch im östlichen Theile des Stillen Oceans, in den großen Tiefen über 4000 M. gefunden wurde. Nur südlich und östlich der Melanesia-See constatirte man weniger, nämlich 0·5° bis 0·6° C.

Südöstlich der Halbinsel Aliaska fand man 1·3° und bei den Aleuten noch höhere Wärmegrade.

219. In Betreff der horizontalen Temperatur-Vertheilung in den Mittelschichten ergaben die Beobachtungen folgende Resultate:

a) Zwischen 20 und 40° Breite ist das Wasser auf der Südlichen Halbkugel wärmer als auf der Nördlichen. Diese Erscheinung findet auf den Gürtel zwischen 0 und 20° nur mehr bis etwa 725 M. statt; tiefer bis 1450 M. kehrt sie sich um; während noch näher dem Grunde die Temperatur auf beiden Halbkugeln ziemlich gleichmäßig vertheilt ist.

b) In ostwestlicher Richtung zeigt es sich, dass im Gürtel von 20° N. Br. bis 20° S. Br. das Wasser bis zur Tiefe von 900 M. im westlichen Theile des Stillen Oceans wärmer ist, als im centralen, eine Erscheinung, welche sich jedoch in größeren Tiefen bis zu etwa 2743 M. umkehrt. Von 20 bis 40° N. Br. scheint durchweg die Temperatur von West gegen Ost abzunehmen. — Von 20 bis 40° S. Br. findet die Abnahme gegen Osten nur in den tieferen Schichten von 366 bis etwa 1830 M. statt, während oberhalb 366 M. das umgekehrte eintritt.

Nahe den Kurilen constatirte die Tuscarora eine Schichte wärmeren Wassers zwischen kälteren, ohne dass diese Erscheinung auf Eis-Einflüsse zurückzuführen war.

220. Der Verlauf der Temperatur von der Oberfläche gegen die Tiefe hin zeigt Folgendes:

a) In allen untersuchten Theilen des Stillen Oceans findet im allgemeinen eine Temperatur-Abnahme dem Grunde zu statt. Dieselbe ist nahe der Oberfläche eine sehr rasche, derart, dass in diesem Meeresgebiete die Mächtigkeit der unteren kalten Schichte eine außerordentlich große ist. Im Nord-Pacific, soferne man vom Gebiete des Kuro-Siwo absieht, reicht in Breiten über 40° die warme Oberflächenschichte von mehr als 4—5° C. nur in sehr geringe Tiefen, nicht unter 50 Faden (90 M). Einige Beobachtungen weisen sogar weniger als 20 Faden (36 M.) auf.

b) In dem Gürtel von nahe an 40° Nord bis ebensoviel Süd beobachtete man die Temperatur von 4—5° C. zwischen 300 (540 M.) und 500 Faden (900 M.). Bis zu 1500 Fd. (2744 M.) nimmt sie sodann noch weiter bis einige Zehntel über 1° ab.

c) In der Nähe des Äquators zeigt sich ein leichtes Aufsteigen jener Isothermobathen, welche sich auf 10° C. und darüber beziehen, dagegen tritt eine Senkung der übrigen Linien gleicher Wärme ein.

Die Polarmeere.

221. Indem man von den älteren Untersuchungen, mit Rücksicht auf die hiebei verwendeten, weniger vertrauenswürdigen Instrumente absieht, lässt es sich aussprechen, dass von den beiden Polarmeeren das

„Südliche“ fast gar nicht, das „Nördliche“ hingegen theilweise, — in dem Gebiete zwischen Nowaja-Semlja, Spitzbergen, Grönland, Island und Norwegen aber gründlich — durchforscht wurde.

Nachdem nun der Ergebnisse, welche die Challenger-Expedition bei ihrer Fahrt südlich der Kerguelen gewonnen, schon gelegentlich der Ausführungen über den Indischen Ocean gedacht wurde, gehen wir zu dem besser erforschten arktischen Gebiete über, wobei die vom Professor H. Mohn[1] veröffentlichten Arbeiten als Grundlage dieser allerdings sehr gedrängten Zusammenfassung benützt seien.

222. Für den Sommer ergaben sich die folgenden Thatsachen:

a) Die Temperatur des Oberflächen-Wassers nimmt von der Küste Norwegens gegen Island, Jan-Mayen, Spitzbergen und Nowaja-Semlja hin, im allgemeinen ab. An der Westküste Norwegens ist sie den Breiten entsprechend 14 bis 8·5° C., an der Grenze des sommerlichen Treibeises aber nur mehr 0°. Zwischen Island und Jan-Mayen, dann zwischen Jan-Mayen und Spitzbergen keilen sich Schichten mit kälterem Wasser ein; auch ist eine abkühlende Wirkung, welche von den Gewässern von Spitzbergen und der Bäreninsel-Bank ausgeht, nicht zu verkennen.

b) Die Grund-Temperatur steht im innigen Zusammenhange mit dem Boden-Relief des in Rede stehenden Meeresgebietes. Während dieselbe in den größeren Tiefen zwischen 0 und —1·7° C. schwankt, sind die Küsten Norwegens, ganz Island, die Faröer, die Nordsee-Bank, die Bäreninsel, endlich die Westküste von Spitzbergen, ja sogar ein Theil von Jan-Mayen mit warmen Wasser umgeben, dessen Temperatur nur an der Nord- und Ostküste Islands, bei Jan-Mayen, dann nördlich und östlich von Söröen (außerhalb Hammerfest 70° N. Br.) und auf den Faröer-Islands-Bänken weniger als +5° beträgt.

c) Von der Oberfläche dem Grunde zu nimmt die Wasser-Temperatur im großen ganzen ab. Die eingangs beregten keilförmigen Zungen kälteren Wassers nähern sich in den größeren Tiefen den Küsten Norwegens mehr als in den geringern, derart, dass schon in 400 Fd. (etwa 720 M.) die Gewässer des Nordmeeres von jenen des Atlantischen Oceans durch die zwischen Jan-Mayen und Island vordringenden kalten Wasser-Streifen (mit Temperaturen von —0·5 C.) getrennt erscheinen. In der besagten Tiefe findet sich das wärmste

[1] Vgl. Petermanns „Geogr. Mitth.“ 1876, XI, und Ergänzungs-Heft Nr. 63. — dann Annal. d. Hydrographie, die auf den Arktischen Ocean bezughabenden Abhandlungen von Dr. G. v. Boguslawski.

Wasser mit 3° C. etwa in der Mitte zwischen Jan-Mayen und Norwegen. Unter 670 Fd. (1206 M.) ist im ganzen Gebiete nur mehr eiskaltes Wasser (unter 0° C.).

223. Die besprochene Temperatur-Vertheilung bezieht sich jedoch nur auf die wärmere Jahreszeit. Das gewonnene Material an Winterbeobachtungen gestattet, zumal für die Tiefenschichten, nur allgemeine Schlüsse auf die jährlichen Temperatur-Änderungen, sowie auf die Verhältnisse im Winter. Immerhin aber gelten die folgenden Bemerkungen:

a) Von den Monaten Juli und August abgesehen, erscheint der nordöstliche Verlauf der Oberflächen-Isothermen nicht bis unter die norwegische Küste fortgesetzt, sondern die vermeinten Linien biegen, vor Erreichung desLandes, scharf gegen Süd- bis Südsüd-West ab, eine Erscheinung, welche sich auch in den Jahres-Isothermen vollkommen klar ausspricht.[1] Es ist, als ob die Küste eine abkühlende Wirkung ausübte. Die Verbindungs-Linie der Isothermen-Scheiteln nennt H. Mohn die Wärmeaxe. Dieselbe hat größtentheils eine zur Norwegischen Küste nahezu parallele Richtung. Im Süden jedoch wendet sie über die Shetlands-Inseln gegen WSW. und verlauft dann schließlich längs der Schottischen und der Irischen Küste.

b) Die jährliche periodische Variation der Temperatur unterhalb der Tiefe von 100 Faden (180 M.) ist eine kaum merkliche, die hiebei eintretenden Änderungen sind unregelmäßig, oder säcular-periodischer Natur.

c) Während im Sommer, der Regel nach, zumal in den südlichen Gebieten, die Temperatur vom Niveau dem Grunde zu abnimmt, findet im Winter meistentheils eine Zunahme von der Oberfläche bis zu 100 Faden (180 M.) statt. In der Wärmeaxe jedoch wurde auch in dieser Jahreszeit entweder Abnahme oder doch gleichmäßige Durchwärmung constatirt.

Zum Schlusse muss noch bemerkt werden, dass nach den Ausführungen H. Mohns ein Zufrieren des in Rede stehenden Seegebietes im allgemeinen dort nicht mehr eintritt, wo sich im Sommer eine obere Schichte, welche Temperaturen über 0° C. aufweist, von circa 200 M. Mächtigkeit befindet, derart, dass für jedes Profil der Schnitt der Null-Grad-Isothermemit einer in 200 M. Tiefe gedachten Horizontalen, im großen ganzen, die winterliche Eisgrenze markirt.

---

[1] Ein scharfes Umbiegen der Oberflächen-Isothermen, findet übrigens auch in den Monaten Juli und August, jedoch nur in den südlicheren Gebieten statt.

In den mit Eis bedeckten Theilen des Arktischen Polarmeeres, und zwar besonders in denjenigen Gegenden, in welche warme Strömungen nicht vordringen, scheint die Wasser-Temperatur unterhalb des Eises für alle Tiefen ziemlich constant zu sein und sich von dem Gefrierpunkte des Seewassers nur wenig zu unterscheiden. Darauf hin deuten die Erfahrungen der zweiten deutschen Nordpolfahrt,[1] sowie die Untersuchungen des Kapitain Nares, welcher noch unter 82 bis 83° N. Br. diese Erscheinung constatirte, indem er die Thermometer durch Löcher versenkte, welche in das Eis gebohrt wurden. Auch die Beobachtungen der Vega stimmen hiemit überein, dagegen glaubt Weyprecht, dass in dem von ihm untersuchten Gebiete die Temperatur unter dem Eise stets über dem Gefrierpunkte des Salzwassers stehe.

Vergleiche und Schlüsse.

224. Im Nachfolgenden sei eine von Dr. Hann nach den Meteorological papers Nr. 12 des Board of trade gemachte Übersicht[2] gegeben, welche die Temperatur-Mittel für die Oberfläche der drei Oceane nebeneinanderstellt.

Geogr. Breite	Atlantischer Ocean	Stiller Ocean	Indischer Ocean
60—50 N.	10·9° C.	—	—
50—40	14·2	11·7° C.	—
40—30	19·4	17·4	—
30—20	23·9	12·7	—
20—10	25·4	26·7	27·3° C.
10—0	26·9	26·9	28·0
0—10 S.	25·2	25·6	27·0
10—20	22·8	24·3	26·6
20—30	20·8	21·9	22·4
30—40	16·8	16·5	16·8
40—50	10·7	10·9	10·0
50—60	3·9	(7·2)	3·0

[1] Vergl. Die zweite deutsche Nordpolfahrt 1869 und 1870. Berlin 1874, I, 2.

[2] Vgl. Allgemeine Erdkunde, bearbeitet von Dr. J. Hann, Dr. F. v. Hochstetter und Dr. A. Pokorny. I. Theil.

Es ist aus derselben ersichtlich, dass, unter den höheren Breiten der Nord-Hemisphäre, der Atlantic wärmer ist, als der Pacific. Dagegen findet von 20° N. bis etwa 20° S. das Gegentheil statt. In diesem Gürtel wird jedoch der Stille Ocean noch von dem Indischen an Durchwärmung übertroffen. Unter höheren südlichen Breiten (über 40°) scheint der Pacific im allgemeinen die höchsten Temperaturen aufzuweisen.

Was die Polargebiete anbelangt, so wird dortselbst die Oberfläche im Sommer häufig über 0° erwärmt, u. z. speciell, wo sich warme Strömungen geltend machen. Auf der Süd-Hemisphäre zeigen sich in allen drei Oceanen höhere Temperaturen im Westen als im Osten.

225. Wie die Beobachtungen gelehrt haben, sind die Wärmeverhältnisse in den Oceanen so wenig complicirt, dass schon die, mit Rücksicht auf das ausgedehnte Gebiet, relativ geringe Anzahl der vorhandenen Daten ausreicht, einen ziemlich klaren Einblick in den Verlauf der Temperatur gegen die Tiefe hin zu gestatten.

Die Oceane verglichen, finden wir vor allem als charakteristisch, dass der Nord-Atlantic weitaus die größte Mächtigkeit der warmen Schichte über 4° C., der Nord-Pacific dagegen die mächtigste Schichte kalten Wassers, unter 4° C. aufweist.

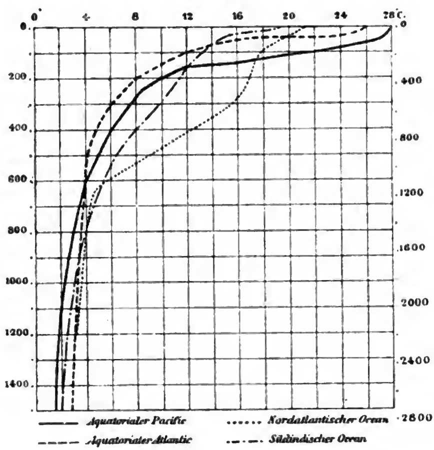
Um die Temperatur-Vertheilung des Atlantischen und Stillen Oceans besser zu veranschaulichen und um gleichzeitig auch ein klares Bild der Wärmeabnahme dem Grunde zu für beide Oceane zu bieten, geben wir die nachfolgende tabellarische Übersicht, welche den Publicationen des Professors G. von Boguslawski entnommen ist. In derselben sind die mittleren Tiefen der Isothermobathen zwischen 40° N. und 40° S. Breite enthalten.

Isotherme von	Zwischen 40° N. Br. und Äquator		Zwischen Äquator und 40° S. Br.	
	Nord-Atlantic Tiefe in Met.	Nord-Pacific Tiefe in Met.	Süd-Atlantic Tiefe in Met.	Süd-Pacific Tiefe in Met.
25°	0—50	0—175	0—75	0—175
20°	0—275	0—225	0—175	0—250
15°	0—700	40—350	75—275	0—450
10°	450—850	100—575	200—550	200—650
5°	700—1650	275—1375	400—900	725—1200
2°	2200—3000	1100—2100	1300—2900	1450—2100
1·7° (35° F.)	3650—6950	2375—2750	3300—5500	2375—2750

Aus dieser Tabelle ist, im Vereine mit der im vorigen Artikel, für die Oberflächen-Temperatur gegebenen, zu ersehen, dass das Wasser des Nord-Pacific in seiner ganzen Masse kälter ist, als jenes des Nord-Atlantic, was in den südlichen Gebieten dieser Meere nur noch in großen Tiefen stattfindet. Näher der Oberfläche ist südlich vom Äquator der Stille Ocean wärmer als der Atlantische.

Die folgende Zusammenstellung Fig. 54, welche mit einer unwesentlichen Änderung in der Anlage dem früher angezogenen Werke „Allgemeine Erdkunde“ entnommen ist, lässt den Verlauf der Wärmeabnahme mit der Tiefe in dem Äquatorial-Pacific (3° N.—3° S.), im Äquatorial-Atlantic (3° N.—3° S.), im Südindischen Ocean (35° S.) und im Nordatlantischen Ocean (36·5° S.) erkennen. Die Zahlen links der

Fig. 54.



Figur geben die Tiefen in Faden, jene rechts aber in Metern, während die oberen Grade Celsius bedeuten. Die Daten stützen sich auf die arithmetischen Mittel der Resultate mehrerer Temperatur-Reihen.

Die Figur gibt deutlich zu erkennen:

a) In der Äquatorial-Gegend nimmt die Temperatur im Atlantischen Ocean bis wenig über 100 Faden (180 M.) rascher ab, als im Pacific; in größeren Tiefen jedoch findet das umgekehrte statt.

b) Unter dem Äquator ist die Temperatur-Abnahme bis zu etwa 600 Faden (1080 M.) bedeutend rascher als unter den höheren Breiten.

226. Die niedrige Temperatur, welche man überall, wo größere Tiefen auftreten, am Meeresboden der offenen Oceane findet, sowie auch die bedeutende Mächtigkeit der kalten Wasserschichte überhaupt, besonders aber der Umstand, dass dieselben Verhältnisse auch unter den Tropen stattfinden, ja dort gerade recht auffallend hervortreten, führte zu einer Hypothese, deren Zulässigkeit von W. Thomson und Carpenter auf Basis der neuesten Beobachtungen nahezu außer Zweifel gesetzt wurde, nämlich: Dass das kalte Wasser aus den Polargegenden in den tiefern Schichten der Oceane nach den tropischen Gegenden vordringe, um daselbst aufzusteigen und den Abgang durch Verdunstung uud durch polwärts führende Strömungen zu ersetzen. Dieses Vordringen darf jedoch nicht als eine Strömung von wesentlicher Geschwindigkeit aufgefasst werden.

227. Sehr viele Thatsachen, welche in dem früheren gegeben wurden, scheinen auf die Existenz der eben bezeichneten Circulation hinzudeuten:

a) In allen Oceanen zeigt es sich, dass in der Äquatorial-Gegend die Temperatur-Abnahme von der Oberfläche dem Grunde zu in den oberen Partien besonders rasch vor sich geht. Im Atlantic findet man diese Erscheinung am auffallendsten. Noch die Isothermobathe von 10° C. liegt am Äquator höher als unter 36° S. Br., u. z. trotz des Umstandes, dass die Temperatur der Mittelschichten gegen Süden hin abnimmt. Dr. Hann construirte Diagramme, welche sich auf Mittelwerte aller in Wilds Thalassa aufgenommenen Wärmeangaben stützen und kommt zu dem Schlusse: „Es ist, als ob das kalte Wasser der Tiefe in den äquatorialen Gegenden emporstiege.“

b) Schon bei der Besprechung der Grund-Temperaturen des Atlantischen Oceans musste, um einige Übersichtlichkeit zu erzielen, auf den Einfluss der Seeboden-Configuration, speciell aber auf die dort vorhandenen unterseeischen Barrieren hingewiesen werden, welche in gewissen Gebieten das Vordringen polaren Wassers in niedrigere Breiten am Grunde selbst und nahe demselben verhindern. Im Nordatlantischen Ocean finden wir die Bodenschwelle zwischen Grönland und Schottland, welche von etwa 900 M. abwärts die Communication sperrt. Nun zeigen, wie die Untersuchungen der Lightning zuerst aufgeklärt haben, sehr nahe gelegene, aber durch die Barriere getrennte Beobachtungs-Stationen auffallend verschiedene Temperaturen der tieferen Wasser-

schichten. Da aber im Sommer das eiskalte Wasser nördlich der Barriere erst unterhalb 900 M. auftritt, so liegt der Schluss nahe, dass sein Vordringen nur bis zu der trennenden Bodenschwelle stattfindet. Fehlte die letztere, so würde dieses Vordringen fortgesetzt, und der erwähnte auffallende Temperatur-Unterschied verwischt.

c) Im südwestlichen Theile des Atlantischen Oceans finden wir das sogenannte Brasilianische Becken (die Atlantische Zunge), welches allerdings gegen Süden hin seichter wird, aber nirgends zu geringen Tiefen ansteigt, in welchen, der Breite entsprechend, nicht schon eine sehr niedrige Temperatur vorhanden wäre. In diesem gegen das antarktische Gebiet offenen Raume findet man die niedrigsten Temperaturen.

d) Der südliche Theil an der Küste von Afrika weist bedeutend höhere Temperaturen auf, als der vorgenannte westliche, da er gegen das Südliche Polarmeer in der Tiefe abgeschlossen ist.

e) Das Wasser des Atlantischen Oceans wird in den unteren Schichten von Süden nach Norden namhaft wärmer. Da nun dieser Ocean gegen das Antarktische Meer weit offener ist, als gegen das Arktische, so scheint von dem ersteren der Zufluss in weit größerer Menge stattzufinden, als von dem letzteren und somit die eben angeführte Thatsache geringerer Wärme im Süden durch die Annahme der Circulation eine Erklärung zu finden. [1]

f) Die geringe Tiefe, bis zu welcher sich in den freien Oceanen die örtlich herrschende Luft-Temperatur geltend macht, und die hievon abweichenden Erscheinungen in den sofort zu besprechenden Nebenmeeren, bilden weitere Anzeichen der behaupteten Wasserbewegung.

228. Außer den bis nun angeführten, auf den Eigenthümlichkeiten der Temperatur-Vertheilung basirten Anzeichen findet sich, wie bereits im vorhergehenden Abschnitte auseinander gesetzt wurde, noch ein weiteres in den Resultaten der Gas-Analysen.

Bezüglich der Ursachen, welche die große oceanische Wasser-Circulation bedingen, besonders aber der in dieser Beziehung differirenden Anschauungen von Carpenter und Wyv. Thomson wird in dem VIII. Abschnitte „Meereströmungen“ eine eingehendere Besprechung folgen.

---

[1] Im Stillen Oceane findet, trotz des Abschlusses gegen Norden hin, die verkehrte Erscheinung statt, indem, wie angeführt, der Nord-Pacific kälter ist als der gegen Süden offene Theil des Süd-Pacific.

Durch unterseeische Schwellen geschlossene Nebenmeere.

229. In einem geschlossenen Süßwasser-Becken, bei welchem die Erwärmung und die Abkühlung nur von oben erfolgt, kann eine Temperatur-Änderung der tieferen Schichten durch eine verticale Circulation nur dann stattfinden, wenn das Wasser an der Oberfläche kälter und somit dichter geworden ist, als das unterhalb liegende. Da aber das Dichtigkeits-Maximum schon bei +4° C. eintritt, wird auch dieser Circulation bei Erreichung der genannten Temperatur eine Grenze gesetzt.

Das abgekühlte Wasser sinkt und gleicht seine Temperatur mit den unteren Schichten aus, welche hiebei an Wärme verlieren. Wäre nun die Luft-Temperatur 4° C. oder weniger, so würde es in einer, von der Tiefe, d. h. von der Mächtigkeit der zu erkältenden warmen Wassermasse, sowie auch von der Luft-Temperatur abhängigen Zeit dahinkommen, dass das ganze Becken die Temperatur von 4° annimmt. Kühlt sich dann das Oberflächen-Wasser noch weiter ab, so verliert es an Dichte, die verticale Circulation ist eingestellt und die unteren Schichten behalten ihre constante Temperatur, welche selbstverständlich auch nach einer später erfolgenden Erwärmung der oberen Theile so lange ungeändert bleibt, bis nicht eine Erhöhung derselben durch Leitung und Durchstrahlung vor sich geht. Nun ist aber Leitung und Durchstrahlung so wenig wirksam, dass schon eine geringe Tiefe ausreicht, um selbst eine durch längere Zeit, wie beispielsweise durch einen Sommer, anhaltende obere Erwärmung unten unwirksam zu machen.

Die Seen und Teiche, auch jene von genügender Tiefe, sind noch von der Bodenwärme, der Temperatur der Zuflüsse u. dgl. beeinflusst. Da aber auch diese Factoren häufig nur zwischen engen Grenzen schwanken, so zeigt sich am Grunde verschiedener Seen eine constante Temperatur; beispielsweise bei den Alpenseen 4 bis 8° C. Die Schwankungen der Luft-Temperatur sollen in letzteren nur bis zur Tiefe von 100 M. einen merklichen Einfluss ausüben. Schon H. B. de Saussure fand am Boden der tiefern Schweizer-Seen constant 4° C.

230. Beim Seewasser liegt das Dichtigkeits-Maximum tiefer als beim Süßwasser. Die Temperatur der unteren Schichten kann daher auch tiefer, ja sogar erheblich unter 0° C. sinken, wie dies thatsächlich in den Eismeeren vorkommt und von Horner auch im Ochotzkischen-Meere gefunden wurde (—1·9° C.). Ferner vermittelt der Salzgehalt, wie im Kapitel *D* näher ausgeführt wird, eine verticale Circulation, in Folge welcher bei einem Seewasser-Becken das directe Hinabwirken der

Sonnenwärme in größere Tiefen stattfindet, und sich also der tägliche und jährliche Temperatur-Gang weiter nach unten erstreckt, als bei einem Süßwasser-Becken. Dennoch aber gibt es, wie bereits erwähnt, auch hier eine Grenze, unterhalb welcher die Temperatur-Schwankungen nicht mehr zur Geltung kommen.

Ist ein genügend tiefes Salzwasser-Becken vollkommen geschlossen, so werden die nicht mehr directe beeinflussten unteren Schichten eine constante Temperatur annehmen, welche jedoch nur dann dem Dichtigkeits-Maximum des Seewassers entspricht, wenn bei den jährlichen Wärmeschwankungen der Luft über dem Becken durch genügend lange Zeit so niedere Temperaturen vorherrschen, dass hiebei die Abkühlung der ganzen Wassermasse bis zum vermeinten Punkte gedeihen kann. Sonst aber wird die constante Temperatur der unteren Schichte eine höhere sein müssen und im allgemeinen der mittleren Winter-Temperatur der darüber liegenden Luft so ziemlich gleich kommen.

231. Steht ein tiefes Nebenmeer mit den Oceanen in genügend breiter und bis zum Grunde reichender Verbindung, so wird jedoch das Wasser, des ersteren in die früher beschriebene oceanische Circulation einbezogen. In diesem Falle können daher die eben beschriebenen Verhältnisse nicht mehr auftreten, sondern es zeigt sich, zumal in den unteren Partien, die niedere Temperatur der oceanischen Gebiete. — Ist die Verbindung keine bis zum Grunde reichende, sondern ist der vereinigende Meeresarm durch eine unterseeische Barriere gesperrt, so hängt die verticale Vertheilung der Wärme im Nebenmeere in erster Linie von der Wasser-Temperatur des Oceans oberhalb des Kammes der Barriere, und erst in zweiter Linie von den klimatischen Verhältnissen ab.

Im Folgenden wird nun die Temperatur-Vertheilung in jenen Meeren beleuchtet, welche durch unterseeische Barrieren von den Oceanen abgeschlossen sind:

232. Das Mittelmeer ist vom Atlantic durch einen von Cap Spartel zum Cap Trafalgar reichenden, also westlich von der engsten Stelle der Straße verlaufenden Rücken getrennt, der nirgends über 366 M. Tiefe aufweist.[1] Es zeigt sich nun, dass im Mittelmeere, von etwa 366 M. abwärts, bis zu den größten Tiefen, also in jenen Partien, welche von dem jährlichen Gange kaum mehr beeinflusst werden, eine nahezu constante Temperatur von $12^1/_2$ bis 14° C. herrscht.

---

[1] Die mittlere Wassertiefe oberhalb dieses Rückens ist nur etwa 120 Fd. (219 M.), während in der Straße von Gibraltar weit mehr, nämlich bis zu 500 Fd. (915 M.), sondirt wurde.

Hierin stimmen die Beobachtungen von Saussure, d'Urville, Berard Aimé, Wüllerstorf, Carpenter und Nares überein. Es zeigte sich im allgemeinen, dass diese Temperatur von Nord gegen Süd, wie auch von West gegen Ost zunimmt, dass aber besonders in der Nähe der Küsten und Inseln Abweichungen eintreten. So fand Spratt im Griechischen Archipel von 366 M. abwärts 13·1°; bei Candia dagegen constatirte er diese Temperatur wohl in 2268 M., nicht aber in der früher genannten geringen Tiefe, in welcher um volle 2° mehr auftraten. An Bord der „Hertha“ [1] wurde nahe dem Sappho-Felsen in 494 M. 12·9°, in 150 M. aber 14·3° gefunden, welche Temperatur in der Mitte des Jonischen Meeres einer Tiefe von etwa 350 M. entspricht. [2] Kapitain Magnaghi fand im Sommer 1881 an Bord des k. italienischen Dampfers „Washington“ westlich von Sardinien schon von 230 M. ab, östlich im Tyrrhenischen Meere aber erst von 850 M. ab eine constante Temperatur von 13° C.

Es ist ersichtlich, dass die oben gegebene Regel von der constanten Temperatur unter 366 M. nicht als allgemein und ausnahmslos betrachtet werden kann. In der Natur wirken stets viele Einflüsse gleichzeitig, weshalb sich der Effect des Haupteinflusses nur in großen Zügen ausprägt, während in den Details vielfache Ausnahmen und Störungen eintreten.

Aimé hat darauf hingewiesen, dass die mittlere Winter-Temperatur der Luft ober dem westlichen Becken zu etwa 12·5° C. angenommen werden darf, welche Temperatur von jener der unteren Wasserschichten nur wenig abweicht.

Der Wärme-Vertheilung im Mittelmeere ist charakteristisch: Im Sommer hohe Oberflächen-Temperatur von durchschnittlich 26° C.; im westlichen Becken eine etwas raschere Temperatur-Abnahme, der Tiefe zu, als im östlichen, endlich, wie erwähnt, eine nahezu constante Temperatur von $12^1/_2$° bis 14° C. von 200 Faden (366 M.) abwärts bis zum Grunde, wobei dem westlichen Becken das geringere Ausmaß zukommt. Im Frühjahre und Herbst tritt eine nahezu gleiche Durchwärmung sämmtlicher Schichten ein, welche mit Rücksicht auf die verschiedenen Theile des ausgedehnten Gebietes allerdings nicht genau zur selben Zeit stattfindet, während im Winter sich häufig eine geringe

---

[1] Vgl. Annalen der Hydrographie etc. IX., 1882.

[2] Vgl. Physikalische Untersuchungen im Adriatischen und Sicilisch-Jonischen Meere während des Sommers 1880 an Bord des Dampfers „Hertha“, Yacht Sr. Durchlaucht des regierenden Fürsten Johannes von Liechtenstein; durchgefürt und bearbeitet von J. Wolf und J. Luksch. (Mittheilungen aus dem Gebiete des Seewesens. VIII und IX, 1881.)

Zunahme der Temperatur gegen den Boden hin, zumal an kalten Tagen und bei vorherrschend nördlichen Luftströmungen, bemerkbar macht. Es bedarf kaum der Erwähnung, dass die Nebentheile des Mittelmeeres ähnliche Erscheinungen aufweisen, wie das Hauptgebiet. Die genauere Darstellung der Temperatur-Verhältnisse in diesen Theilen liegt übrigens, als zu specielle Untersuchung, außerhalb des Rahmens dieser Ausführungen[1]. Doch muss darauf hingewiesen werden, dass die dem nördlichen Gebiete des Schwarzen Meeres zukommenden zahlreichen Flüsse und die zumal in den Mündungen stattfindende Eisbildung wesentliche Modificationen bedingen.

Die verticale Temperatur-Vertheilung im Mittelmeere erscheint auffallend, wenn man sie mit derjenigen des Oceans vergleicht, also die Temperaturen westlich und östlich der Bodenschwelle zwischen Cap Trafalgar und Cap Spartel in Betracht zieht.

Bis zu 200 Faden (366 M.), somit bis zur Tiefe oberhalb des Rückens, finden wir nur an der Oberfläche einen etwas erheblicheren Unterschied in den beiderseitigen Temperaturen, indem das Mittelmeer-Wasser etwas wärmer ist, als jenes des Atlantischen Oceans. Während aber von der bezeichneten Tiefe ab sich im Mittelmeere die mehrerwähnte constante Temperatur geltend macht, nimmt die Wärme im Atlantischen Ocean stetig ab, um in 2000 Faden (3658 M.) bis auf 2° C. gesunken zu sein. Diese wesentliche Abweichung bei so geringfügigem Unterschiede in klimatischer Beziehung lässt mit großer Sicherheit darauf schließen, dass der freie, mit den polaren Gewässern communicirende Ocean einen Zufluss von kaltem Wasser erhält, welcher in das geschlossene Becken des Mittelmeeres, der trennenden Barriere wegen, nicht eintreten kann. Es ist noch hervorzuheben, dass in der beregten Tiefe von 366 M. das Wasser an beiden Seiten der Schwelle nahe an 12·5° C. aufweist, mithin etwas weniger als das Mittel der früher angeführten Grenzen der constanten Temperatur. Dies deutet darauf hin, dass ober dem submarinen Rücken oceanisches Wasser in das Mittelmeer eindringt und daselbst eine Abkühlung ausübt, welche gegen Osten hin allmählig verschwindet.

233. Es kann nicht bezweifelt werden, dass die constante Temperatur des Tiefenwassers sehr bedeutend beeinflusst würde, wenn die mehrgenannte Schwelle entweder ganz wegfiele, oder doch ihr Kamm tiefer unter der Meeres-Oberfläche läge, als dies thatsächlich der Fall ist. Hätte derselbe beispielsweise (entsprechend der Tiefe in der

---

[1] Bezüglich der Adria wird jedoch im Folgenden eine Ausnahme gemacht.

engsten Stelle bei Gibraltar) eine Wasserschichte von etwa 500 Faden (915 M.) ober sich, so wäre an seinem Kamme die oceanische Temperatur nicht wie früher 12·5° sondern nur wenig über 11° C., und es könnte somit Wasser von dieser niederen Temperatur in das Mittelmeer eindringen, und daselbst die Tiefen-Temperatur herabdrücken. Offenbar träte dies in noch viel höherem Maße ein, wenn zwischen beiden Meeren bis zu 1000 Faden (1829 M.) eine Communication bestünde, da sodann kaltes Wasser von nur wenig über 3° C. auf den Grund des Mittelmeeres gelangte. Wäre aber weiter die Passage genügend breit, so müsste Wasser von der genannten oder von nur wenig höherer Temperatur auch alle Vertiefungsbecken des Mittelmeeres einnehmen, welche mit dem Oceane eine Verbindung von mindestens 1000 Faden (1829 M.) Tiefe besitzen. In diesen Becken würde aber die Temperatur dem Grunde zu constant bleiben und nicht wie im Oceane noch weiter abnehmen. — Man kann daher bei einem beliebigen Seetheile aus einer constanten Tiefen-Temperatur, welche niederer ist, als die dem betreffenden Klima zukommende mittlere Winterwärme, nicht nur überhaupt auf eine Verbindung mit dem Oceane schließen, sondern man kann sogar mit genügender Schärfe die Tiefe dieser Verbindung erkennen, sobald nur immer die verticale Temperatur-Vertheilung des Oceans gegeben ist.

234. Auch im Rothen Meere scheinen sich ähnliche Erscheinungen wie im Mittelmeere geltend zu machen, da Pullen[1] in etwa 1240 M. Tiefe 21·4° C. vorfand, welche Angabe mit der durchschnittlichen Winter-Temperatur über jenem Meere genügend stimmen dürfte. In 731 M. ergaben sich noch 21·7° C.

---

[1] Pullen beobachtete während der Monate März und April 1858 auf einer Route von der Straße Bab-el-Mandeb zum Golfe von Suez. Derselbe erhielt die folgenden Ergebnisse:

	Engl. Fuß	Oberfläche	Tiefe
Bei Bab-el-mandeb	570	24·99°	23·61° C.
„ J. Dhalak	240	30·00	25·00
„ Ras Deber	300	30·00	25·00
„ Ghumfuda	3342	26·67	21·39
An der Arabischen Küste . . .	1392	30·00	21·39
Bei Jedda	1800	28·61	21·67
„ „	2552	25·56	21·67
„ Janbo	4068	25·27	21·39
Nordende des Meeres	2892	22·22	21·11

1 engl. Fuß = 0·3048 M.

Vgl. J. Prestwich, Phylosophical Transact. London, MDCCCLXXV. 165.

Das Rothe Meer ist dadurch ausgezeichnet, dass es die höchsten beobachteten Oberflächen-Temperaturen (bis 34° 5 C.) aufweist, welche nur noch in den Gewässern zwischen den Sunda-Inseln und Australien (bis 31° C.), so wie in jenen an der Küste von Siam (bis 32° 8 C.) nahezu erreicht werden.

235. Vom k. k. Corvetten-Kapitän W. Kropp[1] wurden im Rothen Meere neben andern oceanographischen Untersuchungen auch Beobachtungen der Oberflächen-Temperatur u. z. täglich vom 1. December 1869 bis 23. November 1870 vorgenommen.

Die höchste notirte Angabe war 32·6° bei Djidda im Juli, die niederste 17·1° C. im Golfe von Suez am 1. März; hiebei schwankte jedoch im Laufe des letztgenannten Monates die Temperatur um mehr als 2·5° C. Im vorhergegangenen Monate war in derselben Station noch am 22. 24° beobachtet worden.

Nares beobachtete im Golfe von Suez im Monate Februar 21·7° C. u. z. bis zur Tiefe von 450 Faden (810 M.).

236. Im Stillen Oceane, zwischen China und Australien findet man eine Reihe von Meeresbecken, welche die interessantesten Erscheinungen aufweisen. Zu diesen gehören die folgenden:

a) In dem Korallen-Meere oder der Melanesia-See beobachtet man, wie bereits früher erwähnt, die Bodenwärme zu 1·8° C., bei einer Maximal-Tiefe von etwa 4850 M. Oberhalb des Grundes bleibt die Temperatur bis zu 2470 M. von der Oberfläche constant. In dieser Tiefe findet man aber auch im freien Pacific nahezu 1·8° C. Hieraus kann geschlossen werden, dass der unterhalb von 2470 M. liegende Theil des Korallen-Meeres vom Oceane durch eine Barriere (Bodenschwelle) abgeschlossen ist.

b) Von der Melanesia-See gelangt man durch die Torres-Straße und die Arafura-See, in die Banda-See, welche von 1640 M. abwärts bis zum Grunde (Maximal-Tiefe 5120 M.) durch eine unterseeische Schwelle vom Oceane getrennt ist. In der erstgenannten Tiefe findet man beiläufig dieselbe Temperatur, wie im Pacific, unterhalb aber bis zum Grunde constant etwas über 3° C.

c) Die Molukken-Passage zeigt bis zu ihrer Tiefe von 1200 Faden (2195 M.) eine ununterbrochene Abnahme der Temperatur. Nicht so die von ihr WNW gelegene, weit tiefere Celebes See. Dieselbe

[1] Beiträge zu den Segelanweisungen und zur physikalischen Geographie des Rothen Meeres von W. Kropp, k. k. Corvetten-Capitän. 1872. — Herausgegeben vom k. k. Hydrographischen Amte im Auftrage des Reichskriegs-Ministeriums (Marine-Section).

ist von 700 Faden (1280 M.) Tiefe abwärts durch eine Bodenschwelle abgeschlossen, weist aber eine Maximal-Senkung von 2600 Faden (4755 M) auf. Bis zur Tiefe des Kammes der Barriere ist die Temperatur nahezu dieselbe, wie in der Molukken-Passage; von da an bis zum Grunde hält sie sich aber auf 3·6° C., während in der besagten, mit dem Oceane frei communicirenden Passage, trotz der geringeren Tiefe von nur etwa 1200 Faden (2195 M.) eine Temperatur-Depression bis zu 1·8° C. stattfindet.

d) Nordnord-westlich der Celebes-See liegt die Mindoro- oder Sulu-See. Dieses Meeresbecken zeigt die auffallendste Erscheinung, indem dasselbe schon von einer Tiefe von 400 Faden (732 M.) abwärts, bis zur Maximal-Senkung von 2550 Faden (4663 M.) abgeschlossen ist, und in Folge dessen eine constante Temperatur von 10·3 C. unterhalb der Kammhöhe des trennenden Bodenwalles aufweist. Nördlich dieses Gebietes in den Gewässern der Philippinen-Inseln fand Challenger die Minimal-Temperatur sogar schon in 220, (402 M.) mit fast 11·4 und an einer andern Stelle in 230 Faden (421 M.) mit 12·2° C. Die Tiefe dieser Gewässer ergab sich zu 375 bis 700 Faden (686—1280 M.).

e) Das große Süd-Chinesische Meer zwischen dem Asiatischen Continente, der Insel Borneo und der Philippinen-Gruppe ist durch ein Barriere-Riff, unter 800 bis 900 Faden (1483 bis 1646 M.) vom freien Ocean getrennt und hat in Folge dessen eine nahezu unveränderliche Temperatur der tieferen Schichten, die je nach der Lothungsstelle zwischen 2·3° und 2·8° C. schwankt.

Es zeigt sich, dass die mittleren Schichten der China-See gegen Osten hin an Temperatur zunehmen, während das Grundwasser abnimmt. Kapitän T. H. Tizard[1] schreibt diese eigenthümliche Erscheinung dem Umstande zu, dass ein großer Theil dieses Meeres seicht ist und dass außerdem im Gegensatze zu den anderen Seegebieten dieser Art die Verbindung mit dem Oceane nicht auf der mittleren Breite der China-See, sondern auf dessen höchster Breite (bei Formosa und Luzon) stattfindet.

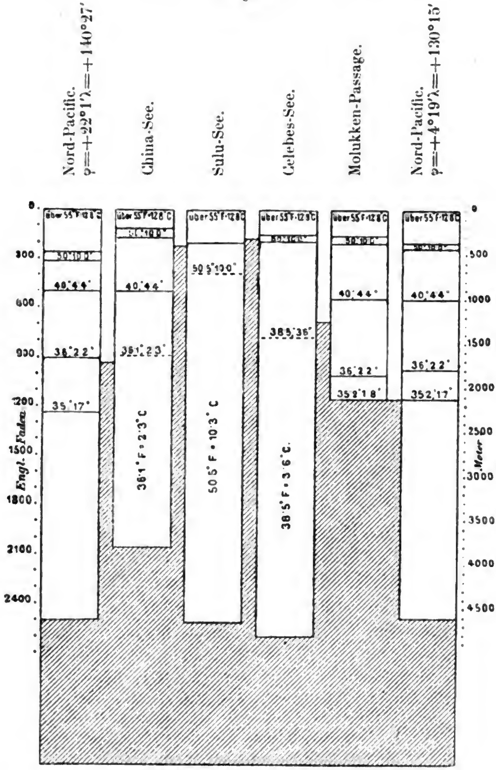
f) Selbst der ganze westliche Theil des Nördlichen Stillen Oceans zwischen den Admiralitäts-Inseln (bei Neu-Guinea) und Japan ist unterhalb einer Tiefe von 2400 bis 2800 M. vom offenen Becken

---

[1] Vgl. H. M. S. Challenger: Report on Ocean Soundings and Temperatures Pacific Ocean, China Sea, adjacent Seas 1875.

des Stillen Oceans durch unterseeische Rücken abgeschlossen, welche im Vereine mit einer Kette von Inseln „die Marianen-, Carolinen-, Bonin-Inseln etc.“ Japan und die Admiralitäts-Inseln verbinden.

Fig. 55.



237. Es mag noch erwähnt werden, dass südlich der Sunda-Inseln auch ein kleines Gebiet des Indischen Oceans, nämlich das zwischen Flores, Timor, Sumba etc. gelegene, etwa 4000 M. tiefe Becken, durch unterseeische Erhebungen von dem Oceane getrennt sein

dürfte. Bis zu dieser Schwelle dringt das antarktische Polarwasser dicht an die Südlichen Sunda-Inseln heran und man findet eine Grund-Temperatur von etwa 1 bis 1·3° C., während innerhalb des genannten Beckens 2·9 bis 3·3° C. für den Meeresboden nachgewiesen wurde.

238. Zum besseren Verständnisse der in den Gewässern Ostasiens vorkommenden Temperatur-Erscheinungen diene die vorstehende, den Challenger-Rapporten entnommene Figur 55, welche einerseits den Verlauf der Temperatur dem Grunde zu in den Gebieten der „China-, Sulu-, Celebes-See und Molukken-Passage", anderseits aber auch diesen Verlauf im offenen Oceane darstellt.

239. Einen Abschluss der tieferen Schichten findet man ferner in dem durch die Großen und Kleinen Antillen vom Atlantic abgetrennten Meeresbecken „des Mexicanischen Golfes und des Caraibischen Meeres". Schon Agassiz fand in dem erstgenannten Meerbusen in 1600 Faden (2880 M.) noch 4·2° C.

Die neuesten, von der U. S. Coast and Geodetic Survey im Caraibischen Meere mit dem Dampfer „Blake" vorgenommenen Untersuchungen haben nachgewiesen, dass sich in diesem Meerestheile Senkungen bis zu 3428 Faden (circa 6170 M.) vorfinden, während die tiefste Verbindung mit dem Atlantischen Ocean, hergestellt durch eine zwischen Porto-Rico und den Kleinen Antillen befindliche Rinne, nur 2000 Faden (3600 M.) aufweist. Dem unter dieser Tiefe liegenden kälteren Wasser des Atlantischen Oceans ist somit der Zutritt versagt.

240. Eine ähnliche Erscheinung macht sich in den Fjorden, speciell in jenen Norwegens geltend. M. Mohn sagt hierüber: „Dass die Temperatur in den Fjorden in der Tiefe durch große Strecken ganz oder beinahe constant ist, steht mit dem Umstande in Verbindung, dass die Fjorde in der Regel tiefer, ja viel tiefer sind, als das Meer an ihrer Mündung. Die Temperatur des Wassers innerhalb der Fjorde an der Nor-wegischen Küste bleibt in der Tiefe das ganze Jahr auf 0° C. Kälteres Wasser ist nirgends in der Tiefe gefunden worden."

Weitere Nebenmeere.

241. Den Zwecken des vorliegenden Buches gemäß musste man sich im Vorhergehenden auf eine allgemeine und gedrängte Darstellung der wichtigsten, bis nun klargelegten Temperatur-Verhältnisse der Meere beschränken. Wenn nun dennoch im Nachfolgenden die Adria, sowie die Nord- und die Ost-See zum Gegenstande einer specielleren Besprechung gemacht sind, so erscheint dies bezüglich des erstgenannten Gebietes durch dessen besondere Wichtigkeit für die österreichische

Marine, bezüglich der letztgenannten Gebiete aber durch den Umstand gerechtfertigt, dass dieselben eine genauere Durchforschung erfuhren und sehr lehrreiche Erscheinungen aufweisen.

242. Die Adria[1] bildet zwei, durch eine unterseeische Bodenerhebung getrennte Seebecken, von verschiedenartiger Gestalt und Tiefe. Der trennende Wall ist im Süden durch eine Linie begrenzt, welche ungefähr von der Halbinsel des Monte Gargano gegen jene von Sabbioncello verlauft, während seine nördlichen Ausläufer durch die Inseln Tremiti, Lissa und Solta bezeichnet werden. Eine etwa 50 Meilen lange, 20 Meilen breite, jedoch nur bis zur Tiefe von 150 M. eingeschnittene Rinne verbindet das Nord- mit dem Südbecken. Der Grund des seichten Nordbeckens fällt gegen SO bis zu etwa 250 M. ab; das tiefere Südbecken hat auf der Linie Durazzo-Bari seine größte, durch R. v. Hopfgartner gemessene Bodentiefe von 1645 M. und ist gegen das Jonische Meer durch eine unterseeische Schwelle abgeschossen, deren Kamm nirgends unter 800 M. Tiefe reicht.

243. Über die Vertheilung der Temperatur in der Adria lässt sich im allgemeinen Folgendes bemerken:

a) Die Temperatur des Oberflächen-Wassers und der demselben nahe liegenden Schichten nimmt nach Süden hin zu und zwar steigt dieselbe im Hochsommer, soferne man die östlichen Küstengewässer nicht berücksichtigt, von durchschnittlich 23 bis wenig über 25° C. Hiebei muss noch weiter bemerkt werden, dass das Oberflächen-Wasser im Osten das kältere im Westen aber das wärmere ist.

b) Die Temperatur des Grundwassers erscheint ebenfalls, insoferne man nicht Localitäten von zu stark abweichenden Tiefen vergleicht, im Norden niedriger als im Süden, hängt aber nicht nur von der geographischen Breite und der Tiefe des Meeresbodens, sondern auch von localen Einflüssen ab, indem diese Temperatur im Quarnero, in vielen Canälen von Dalmatien, sowie in hoher See außerhalb der Insel Großa und der Felsen von Sebenico, eine verhältnismäßig sehr niedere ist. Im Vereine mit dem daselbst angetroffenen, relativ geringen specifischen Gewichte, lässt diese Erscheinung auf das Einmünden von kalten Quellen am Meeresboden schließen.

---

[1] Vgl. Berichte der Commission für die Adria, an die kais. Akademie der Wissenschaften, II, III, IV und V; — das Werk der österr. Küstenaufnahme, von Linienschiffs-Kapitän Tobias Baron Österreicher; — vier Berichte von J. Wolf und J. Luksch, sowie die früher citirte „Hertha-Expedition“.

c) Der Verlauf der Temperatur von der Oberfläche dem Grunde zu ist aus der nachfolgenden Tabelle[1] zu entnehmen, in welche, des Vergleiches wegen, die Beobachtungsresultate einer Mittelmeer-Station aufgenommen wurden.

Breite	44° 12′ N.	42° 15′ N.	41° 8′ N.	39° 51′ N.	37° 27′ N.
Länge	14° 29′ O.	17° 1′ O.	18° 17′ O.	19° 0′ O.	19° 56′ O.
Tiefe in Meter					
10	23·4° C.	24·4° C.	25° 2′ C.	25° 8′ C.	24° 5′ C.
20	19·7	—	20·2	25·1	24·0
30	15·9	16·2	16·7	—	—
40	14·5	15·4	15·6	19·2	21·6
50	13·6	15·0	15·2	16·4	18·7
60	13·1	14·7	—	15·5	17·5
70	—	14·6	14·7	15·1	16·7
80	—	—	14·6	14·9	16·2
90	—	14·4	14·5	14·6	15·9
100	—	14·4	14·4	14·4	15·6
120	—	14·2	14·2	14·1	15·3
140	—	14·1	14·1	14·1	14·9
160	—	14·0	13·9	14·1	14·7

Hieraus ist nun leicht ersichtlich, dass die Temperatur-Abnahme mit der Tiefe im Norden eine weit raschere ist, als im Süden.

Im allgemeinen nimmt nicht nur die Oberflächen-, sondern auch die Übergangs- und Grund-Temperatur in dem Maße zu, als man von Norden nach Süden vorrückt. So beispielsweise verlauft die Isothermobathe von 14° C., einer Temperatur, welche die, in der Mitte des Sicilisch-Jonischen Meeres in allen tieferen Schichten herrschende, nur wenig übertreffen dürfte, auf der Höhe von Skarda schon in etwa 45 M.,

[1] Vgl. Zeitschrift für wissenschaftliche Geographie, Bd. III, Heft I, in welcher diese Zusammenstellung Dr. A. Supans enthalten ist.

nördlich von Lissa in 115 M., an der Stelle der größten Adria-Tiefe aber in fast 160 M.

d) An Bord der „Pelagosa" wurde von R. v. Hopfgartner in 1645 M., 12·8; ein anderes Mal aber (im Winter und näher unter Land) schon in 1230 M. nur 12·3° C. gefunden; an Bord der „Hertha" ergab sich in 1025 M. 12·9° C. Eine kritische Beurtheilung sämmtlicher gewonnenen Temperatur-Reihen führt zu dem Schlusse, dass in der Adria die localen Einflüsse, zu welchen die früher genannten Grundquellen, gehören, Störungen in der dem Mittelmeere eigenthümlichen constanten Temperatur der unteren Wasserschichten hervorbringen. Dr. J. R. v. Lorenz hebt hervor, dass die schmale Gestalt des Adriatischen Beckens dem beiderseits begrenzenden Festlande einen wirksameren Einfluss verleiht, als dies in weiten offenen Meeren stattfindet.

Derselbe Autor setzt die wahrscheinliche Grenze, unterhalb welcher erst eine constante Temperatur herrschen könne, auf 1000 M. an, eine Tiefe, welche allerdings nur in einem kleinen Theile der Adria überschritten wird, und welcher 12 bis 13° C. entspricht. Doch fand man in demjenigen Gebiete, wo die durch Grundquellen hervorgebrachten Störungen am auffallendsten sind, also im Guarnerolo und im Canale von Zengg noch niedrigere Temperaturen und zwar schon manchmal in etwa 60 M.

Das Sicilisch-Jonische Meer weist eine höhere Temperatur der unteren Schichten auf als die Adria und das Tyrrhenische Meer. Die allgemeine Regel der Wärmezunahme nach Süden, welche bei der Beschreibung des Mittelmeeres angeführt wurde, erscheint also mit Bezug auf die genannten drei Meere bestätigt.

e) Im Winter zeigt sich im allgemeinen eine ziemlich gleichmäßige Durchwärmung aller Schichten, an der Ostküste jedoch häufiger eine Zunahme der Temperatur mit der Tiefe, als eine Abnahme. Die Beobachtungen im Quarnero, sowie die Untersuchungen auf den Stationen der Adria-Commission scheinen dies zu bestätigen. Bei der eben angeführten Winterbeobachtung R. v. Hopfgartners war die Temperatur in 500 M. nur 11·7° C.

Im Nachfolgenden sei eine von Dr. Hann auf Grund der durch Herrn Bucich in Lesina angestellten mehrjährigen Beobachtungen zusammengestellte Tabelle der Temperatur-Mittel für den genannten Hafen gegeben.

	Luft	Oberfläche	6' (1·9 M.)	30' (9·5 M.)	60' (19·0 M.)	120' (37·9 M.)
Winter	9·2	13·5	13·6	13·9	13·9	14·0°C.
Frühling	14·8	15·0	14·8	14·7	14·4	14·0
Sommer	24·4	22·0	21·8	20·3	18·1	15·8
Herbst	17·9	19·5	19·3	18·4	18·1	17·1

Es ist sohin ersichtlich, dass im Winter, Frühjahr und Herbst die Luft-Temperatur von der Oberflächen-Temperatur übertroffen wird. Auch ist die winterliche Wärmezunahme dem Grunde zu leicht erkenntlich.

Die Beobachtungen in der Rhede von Fiume ergaben, dass das Maximum der Temperatur an der Oberfläche in der ersten Hälfte Augusts (23·3° C.), in 12 Faden (22 M.) in der zweiten Hälfte Augusts (18·0° C.), am Grunde aber erst im October (15·3° C.) eintritt. Die Minima fallen an der Oberfläche und in 12 Faden (22 M.) auf den Monat März (9·9° und 10·2° C.), am Grunde aber auf April (10·0° C.)

244. Über die Vertheilung der Temperatur im Ostsee-Wasser sei das Nachfolgende hervorgehoben:[1]

a) Die geringe Tiefe der Ost-See und deren schmale Verbindungen mit den Gewässern der Nord-See bewirken, dass sich die Wärme des Ostsee-Wassers in erster Linie nach jener der Luft regelt, da ein ausgiebigerer Austausch der Temperatur mit den Gewässern des Oceans nicht stattfinden kann.

b) Die in der Ost-See herrschenden Strömungen haben eine Abänderung der von der localen Luft-Temperatur bedingten Wasserwärme zur Folge. So ruft das im Frühjahre massenhaft von Nord und Ost abfließende Schmelzwasser einen nach Westen setzenden kalten Oberstrom hervor, welcher im südwestlichen Gebiete die Erwärmung des Wassers durch die Luft verzögert, ja dasselbe sogar abkühlt. Der aus der Nord-See eindringende Unterstrom führt dagegen dem Tiefenwasser der Ost-See Wärme zu. Da das Nordsee-Wasser im Herbste und im Winter wärmer

[1] Vgl. Gemeinfassliche Mittheilungen aus den Untersuchungen der Commission zur wissenschaftlichen Untersuchung der deutschen Meere. Kiel, 1880, von G. Karsten, K. Möbius und V. Hensen. — Dann die Expedition zur Untersuchung der Ost-See im Sommer 1871 auf S. M. Avisodampfer „Pommerania“ etc. von Dr. H. A. Meyer, Dr. K. Möbius, Dr. G. Karsten und Dr. V. Hensen. — Berlin 1873.

ist, als jenes der Ost-See, so entsteht durch den erwähnten Unterstrom auch zu diesen Jahreszeiten eine Erhöhung der Tiefen-Temperatur.

Die nachfolgende Tabelle, entnommen den Aufzeichnungen der Ostsee-Stationen, bringt die Temperatur-Vertheilung an der Oberfläche und in den tieferen Schichten sowohl für die einzelnen Monate, als auch für das ganze Jahr zur Anschauung.

Station	Wärme des Oberflächen- (t) und des Tiefenwassers (T)																									
	Jänner		Februar		März		April		Mai		Juni		Juli		August		September		October		November		December		Jahr	
	t.	T.	t.	T.	t.	T.	t.	T.	t.	T.	t.	T.	t.	T.	t.	T.	t.	T.	t.	T.	t.	T.	t.	T.	t.	T.
Sonderburg 36 M. tief . .	1·9	2·2	1·0	1·4	1·5	1·6	4·8	4·3	8·8	7·5	13·9	10·3	15·8	13·0	17·0	15·1	14·7	14·4	11·1	11·6	6·7	7·2	3·0	3·3	8·4	7·7
Kiel 50 M. tief .	2·3	3·9	1·7	3·7	2·4	3·2	6·5	3·8	10·5	5·0	15·7	5·4	18·7	6·5	18·6	9·1	16·2	12·1	12·1	12·5	7·3	9·8	2·8	6·0	9·6	6·8
Warnemünde 18 M. tief .	1·9	2·1	1 1	1·2	2·0	2 0	5·2	4·7	9·3	8·4	14·9	14·2	17·7	17·1	18·6	17·9	15·7	15·7	12·3	12·6	6·9	7·6	3·3	3·8	9·1	9·0
Lohme 36 M. tief	1·6	2·1	1·4	1·8	2·8	3·0	6·0	5·1	9·1	7·3	14·6	11·9	16·8	15·6	16·7	16·0	14·5	14·0	10·4	10·4	5·6	6·8	2·5	3·0	8·5	8·1
Hela 42 M. tief	1·9	3·9	1·0	1·7	2.4	2·2	5·6	5·3	9·6	9.1	15·0	12·6	18·3	16·4	18·3	16·7	15·6	15·9	11·4	11·8	5·8	5·7	2 5	3·8	9·0	8·8

Die Temperatur des Oberflächen-Wassers folgt jener der Luft jedoch mit einiger Verzögerung, derart, dass das Wasser meistentheils im Februar und nicht im Jänner am kältesten ist. Bei Kiel, wo in der größten Tiefe beobachtet wurde, tritt die niederste Temperatur der unteren Schichten erst im März, die höchste dagegen im October ein.

245. Für die Vertheilung der Temperatur in der Nord-See [1] ergeben sich in Folge der Configuration des Meeresbodens und der freieren Verbindung dieses Meerestheiles mit dem Ocean wesentlich verschiedene Verhältnisse als in der Ost-See.

Der südliche Abschnitt als der flachste mit Tiefen von nicht über 35 M., nordwärts bis zur Doggerbank reichend, steht nur durch enge Canäle mit der Ost-See und dem Atlantic in Verbindung. Die Temperatur des Wassers folgt im allgemeinen jener der Luft, wie im Baltischen Meere. Eine Abänderung entsteht insoferne, als einerseits wärmeres Wasser durch das Ärmelmeer, anderseits aber, je nach der Jahreszeit, kaltes oder warmes Wasser durch die Elbe, Weser und durch die Ost-See eindringt.

Der mittlere Theil nordwärts bis zur Linie Peterhead-Skagen reichend, mit Tiefen bis zu 100 M., daher weniger seicht als der südliche, erfährt im Laufe des Jahres stark wechselnde Wärmezufuhren. Im Sommer ist sowohl das vom Süden kommende Oberflächen-Wasser als auch jenes, welches der Ost-See und den Flüssen entstammt warm, dagegen das von Norden kommende, an die Untiefe stoßende und an ihr hinauflaufende kalt. Im Winter tritt die verkehrte Erscheinung auf.

Der nördliche Abschnitt ist, in Folge seiner offenen Verbindung mit dem Ocean, nicht nur von dem Golf-Strome, sondern auch von einer südlich setzenden Tiefenströmung in seinen Wärmeverhältnissen beeinflusst.

In Folge dieser Verhältnisse ändert sich die Vertheilung der Temperatur des Seewassers in dem in Rede stehenden Gebiete, im Laufe des Jahres fortwährend.

Zwischen den nördlichen tieferen Theilen, und dem südlichen, seichteren Abschnitte bildet die schon erwähnte Dogger-Bank (etwa zwischen 54° 10′ und 56° 20′ N. Br. und 1° 20′, und 4° 40′ O. Lg.) speciell

---

[1] Vgl. Bericht über die Untersuchungen der „Pommerania" im Juli, August, und September 1872, durch die „Nord-See" von Dr. H. A. Meyer, Prof. Dr. O. Jacobsen Dr. P. Magnus; dann Gemeinfassliche Mittheilungen aus den Untersuchungen der Commission zur wissenschaftlichen Untersuchung der deutschen Meere. Kiel, 1880. Von G. Karsten etc.

im Sommer eine klimatische Scheidewand. Es wurde nämlich im Mittel aus vier Beobachtungen nördlich und südlich dieser Bank gefunden:

	0 M.	10—19 M.	20—38 M.	Grund
Nördlich ° C.	15·3	13·8	7·6	7·6 (66 M.)
Südlich ° C.	16·9	16·8	16·6	16·1 (49 M.)
Differ.	1·6	3·0	9·0	8·5.

Wesentliche Verschiedenheiten weist endlich der Temperatur-Verlauf des Nordsee-Wassers an der Ost- und Westseite dieses Meeres auf. So findet man für das Oberflächen-Wasser an der Norwegischen Südwest-Küste im August etwa 4° C. mehr, als an der Schottischen Gegenküste.

C. Das Eis im Meere.

Eisgattungen.

246. In den beiden Polarzonen findet im Laufe der langen Winter eine mächtige Eisbildung statt.

Man unterscheidet: Salzwasser-Eis, Gletscher-Eis und Süßwasser-Eis. Diese drei Gattungen weichen übrigens nicht nur durch die Art ihrer Entstehung, sondern auch durch ihre Structur und ihre physikalischen Eigenschaften von einander ab.

Das Salzwasser-Eis bildet sich — wie sein Name besagt — aus dem Seewasser selbst, ist krystallinisch, in kleinen Stücken durchsichtig, in größeren von bläulicher Farbe, und zeigt sich verhältnismäßig wenig porös.

Das Gletscher-Eis entsteht ebenso in den polaren Regionen wie unter den niedrigern Breiten, aus dem in Gebirgseinschnitten angehäuften Schnee. Es erhält sein eigenthümliches Gefüge in Folge des Druckes und der Pressungen, welchen es beim Thalwärtsdringen ausgesetzt ist, besitzt geringe Durchsichtigkeit und ist sehr porös.

Das Süßwasser-Eis stammt aus den Flüssen und Bächen der polaren Festländer, ist außerordentlich hart und spröde, und selbst in größeren Stücken noch krystallhell. Es findet sich nur in sehr geringer Menge unter dem übrigen Meereise vor, ist aber kleinen Fahrzeugen wegen seiner Härte besonders gefährlich.

247. Aus Salzwasser-Eis besteht das Feldeis; dem Gletscher-Eise verdanken die Eisberge ihren Ursprung. Beide Bildungen sollen hier näher ins Auge gefasst werden, während das in nur geringer Menge

vorkommende polare Süßwasser-Eis außerhalb des Rahmens unserer Betrachtung liegt.

248. Geht Seewasser in Eis über, so scheidet sich zwar bei Bildung der Eiskrystalle das Salz aus; in den Zwischenräumen der Eisstücke bleibt jedoch, wie directe Versuche ergaben, Salzlösung zurück. Ja man kann sogar annehmen, dass in der Regel den Wasserkrystallen der beim Vorgange im großen entstandenen Eismassen, wirkliche Salzkrystalle beigemengt sind. Das Schmelzwasser des Meereises ist daher nicht trinkbar.

Weyprecht fand das bei starkem Froste rasch gebildete Oberflächeneis mit Salzkrystallen übersäet, hält jedoch dafür, dass bei der unter der Eisdecke langsam vor sich gehenden neuen Eisbildung das Salz nahezu vollkommen ausgeschieden werde.

249. Des geringeren specifischen Gewichtes wegen, schwimmen die in den verschiedensten Formen und Größen gebildeten Eismassen im schwereren Seewasser.

Nimmt man das specifische Gewicht des Eises bei der Temperatur von 0° C. zu 0·917 an, dasjenige des Seewassers dagegen zu 1·028, so gelangt man zu dem Ergebnisse, dass etwa $^1/_9$ bis $^1/_{10}$ des Volumens einer schwimmenden homogenen Eismasse über das Niveau des Meeres emporreicht. Das Verhältnis der Höhe des aus dem Wasser hervorragenden Theiles zur Höhe des ganzen Eisstückes, hängt aber nicht nur vom Verhältnisse zwischen den specifischen Gewichten von Seewasser und Eis, sondern zunächst auch von der Form des Eisstückes ab. Ist der Querschnitt des eingetauchten Theiles größer als der des außer Wasser ragenden, so ist das Höhenverhältnis größer als das Volum-Verhältnis, was bei Eisbergen fast immer, beim Feldeise sehr häufig stattfindet. Bei ersteren kann angenommen werden, dass sie mit $^1/_7$ ihrer Höhe außer Wasser ragen.

Doch nicht allein die Gestalt, sondern auch die Beschaffenheit des Eises, die möglicherweise von der eben supponirten abweichen kann, und die Bedeckung desselben mit specifisch schwererem Materiale, wie etwa Gerölle, oder mit specifisch leichterem, wie Schnee, ändern sowohl das beregte Verhältnis der Volumina als auch jenes der Höhen. So macht Dr. F. J. Dorst darauf aufmerksam, dass schwimmende Schollen des Feldeises sogar mit $^1/_4$ bis $^1/_5$ ihrer Gesammthöhe über Wasser hervorstehen können und schreibt dies besonders dem Umstande zu, dass die oberen Theile derselben aus Schnee bestehen, welcher specifisch leichter ist, als compactes Eis.

Das Feldeis.

250. Das Feldeis bildet sich oft über unübersehbaren Flächen. Der Gefrier-Process findet übrigens, nach Dr. Hayes, nur bei ruhiger See, unter dem Schutze des Landes oder der aufgehäuften Eis-Massen statt.[1]

Nach der Ausdehnung im horizontalen Sinne, wird das Feldeis in Felder, Flarden, Schollen und Brocken eingetheilt, wobei sich jedoch zwischen diesen Bezeichnungen nicht gut strenge Grenzen ziehen lassen. Weyprecht[2] unterscheidet: „Felder" bis zum geringsten Umfange von einer nautischen Meile, „Flarden" unter diesem Umfange, aber doch noch von ansehnlicher Ausdehnung, „Schollen" die Theile der Flarden, „Brocken" endlich die kleinen Stücke.

Nach Alter und Dicke pflegt man die Eisfelder folgendermaßen zu benennen: Eis, welches nicht älter ist als ein bis zwei Jahre, also nicht zu großer Mächtigkeit anwachsen konnte und sich zur Sommerzeit gewöhnlich in Bewegung befindet, nennt man Treibeis. Aus Schollen, Flarden und Brocken bestehend, bildet dasselbe zumeist den Rand der Eisregionen. — Eis, an dem der Frost mehrere Jahre gebaut hat, das also auch zu größerer Mächtigkeit angewachsen ist, bezeichnet man als Packeis. Es bildet nahezu feste Barrieren und füllt die inneren Räume der Polarmeere aus.

Eine schärfere Unterscheidung von Pack- und Treibeis ist jedoch nur in ausgedehnten Seegebieten möglich, nicht aber in engeren Becken und an reich gegliederten Küsten.

Die Metamorphosen des Eises.

251. Das ursprünglich über weiten Flächen entstehende Seewasser-Eis unterliegt im Laufe der Zeit einem sehr verwickelten Umbildungs-Process.[3]

Denken wir uns eine Wasserfläche der polaren Regionen im Sommer. Dieselbe sei bedeckt von leichtem Treibeise. Durch Wind und Strömung in Bewegung gesetzt, werden sich die Schollen von mäßiger

[1] Vgl. Petermanns Mittheilungen, 1876, XII.

[2] Carl Weyprecht. Die Metamorphosen des Polareises. Wien, 1879.

[3] Weyprecht gibt in den „Metamorphosen des Eises" den Umformungs-Process jenes Eisfeldes, in welchem der „Tegetthoff" 21 Monate festgehalten war, fast von Tag zu Tag an.

Ausdehnung entweder von einander trennen und engere oder weitere Canäle (Wacken) freilassen, oder aber an einander schieben, durch Schürfung an den Rändern abbröckeln und in dieser Weise den sogenannten Gasch (kleine Eistheilchen im Wasser) bilden, welcher die engeren Wacken ausfüllt.

So lange die Temperatur relativ hoch ist, bleiben die Verhältnisse die eben geschilderten und es bietet das morsche Eis den Schiffen keinen nennenswerten Widerstand. Tritt aber mit dem Vorschreiten der Jahreszeit allmählig Frost ein, so leimen sich die losen Stücke durch das Zufrieren der Canäle zu Feldern zusammen, in welchen selbst die kleinsten Zwischenräume der einzelnen Schollen und Brocken verschwinden.

In den so gebildeten Eisfeldern entstehen jedoch sehr bald zahllose Risse und Sprünge.[1] Zu den veranlassenden Ursachen dieser Erscheinung gehören in erster Reihe die Temperatur-Schwankungen. Ist nämlich das Eis im Herbste bloßgelegt, d. h. gar nicht oder nur wenig mit Schnee bedeckt, und sinkt die Temperatur plötzlich stark, so zieht sich dasselbe unter Knistern und Krachen zusammen. Die Menge der hiedurch erzeugten Risse und Sprünge hängt von den verschiedenen Spannungen ab, welchen das stärkere oder schwächere, durch Schnee mehr oder weniger vor der Kälte geschützte Eis unterworfen ist. Bedenkt man, dass die Temperatur im Laufe der Umformungs-Periode zwischen 0° und —50° C. schwankt, ja, dass innerhalb 24 Stunden eine Temperatur-Änderung von fast 40° C. vorkommen kann, so wird es einleuchten, dass die eintretenden Gleichgewichts-Störungen gewaltsame Berstungen herbeiführen müssen. Zu den weiteren Veranlassungen zählen das ungleichmäßige Anwachsen des Eises selbst, die wechselvolle Belastung durch den von Ort zu Ort geführten Schnee, endlich der Druck, welcher von den durch Wind, Strom und Seegang in Bewegung gesetzten Feldern gegenseitig ausgeübt wird.

Tritt vermehrte Pressung ein, so schieben sich die geborstenen Schollen über und unter einander, stauen und thürmen sich auf, und bilden unter Hinzutritt neuer Eisbildung feste, compacte Massen ungeregelter Haufen von Trümmern und Blöcken. Die im Winter folgenden großen Schneestürme füllen die Zwischenräume der Eismauern aus und befestigen, kitten das Ganze zusammen. Jede Spur von Seegang ist so

---

[1] Unter „Riss" ist eine Trennung der Decke allein, unter „Sprung" jedoch ein bis zum Wasser reichender Bruch zu verstehen.

lange erstickt, bis ein neuer heftiger Druck, erzeugt durch die schweren Winterstürme, abermalige Trennung und Bewegung des zeitweise zur Ruhe gelangten Eises hervorbringt. Die gewaltigen Massen folgen der Richtung des herrschenden Windes. Eine Änderung der Luftströmung, oder ein Aufstoßen an die Küste, hat aber ein neues Zersplittern, Aufthürmen, Über- und Untereinanderschieben zur Folge. Wieder zur Ruhe gelangt, tritt abermals das Zusammenfrieren zur compacten Masse ein.

In dieser Weise und nach mehrmaligem gleichen Verlaufe des beschriebenen Vorganges bilden sich während des Winters, aus dem zerschlagenen Treibeise des Herbstes, die mächtigen, oft unübersehbaren Eisfelder in ihren abenteuerlichen Gestalten.

Mit der Wiederkehr des Frühjahres und dem Erscheinen der Sonne über dem Horizonte beginnt der Schmelz-Process, anfangs nur allmählig, kaum merkbar, und bei dem Umstande, dass das Eis zumeist unter einer schützenden Schneedecke liegt, mehr die letztere berührend. Bei Annäherung der warmen Jahreszeit jedoch, etwa im Mai, wird der Vorgang ein wesentlich rascherer, da die schützende Decke nunmehr schon größtentheils verschwunden ist.

Dort, wo im Winter die einzelnen, früher getrennt gewesenen Felder zusammengefroren sind, und die Verbindung noch jetzt eine verhältnismäßig schwache ist, entstehen Öffnungen, welche bald bis zum darunter liegenden Seewasser reichen; es bilden sich Wacken, Wasserrinnen, Canäle. Das Wasser des geschmolzenen Schnees sammelt sich auf der Eisdecke der Felder in kleinen Seen und Bächen, welche durch das von den Eisblöcken abthauende Wasser continuirlich vergrößert werden und in die See abfließen.

Die getrennten Felder, durch Wind und Strom in Bewegung gesetzt, stauen sich nun nicht, wie zu Beginn des Winters aneinander auf, sondern schürfen sich gegenseitig ab, weil das an den Rändern in der Auflösung begriffene morsche Eis, dem Drucke nachgibt und zerbröckelt. Die Bruchstücke, welche in die Wasser-Canäle gerathen, zergehen dortselbst. Die Felder werden kleiner und allmählig kehrt jenes Bild zurück, welches wir von dem Eiszustande vor Beginn der Pressungen entworfen haben. Ein Theil der im vergangenen Sommer nur wenig mächtig gewesenen Schollen kann jedoch, durch die Wirkung des Winters angewachsen, nunmehr den Schmelz-Process überdauern, ja sich sogar in ansehnlicher Mächtigkeit erhalten.

Und der eintretende Winter wird wieder neues Eis bilden, und wieder die Masse der von dem sommerlichen Schmelz-Processe verschonten und von den Strömungen nicht weggeführten älteren Schollen

zu größeren Feldern vereinigen. In Folge des sich wiederholenden Kampfes von Feld mit Feld wird neuerdings die Aufbauung und Zerstörung der Eisgebilde herbeigeführt werden. Wieder wird der eintretende Schneesturm sein Werk verrichten und nivellirend und ausgleichend uns den Anblick des stattgehabten großartigen Kampfes verdecken. Endlich wird neuerdings die Auflösung durch die Frühjahrs-Sonne, der Schmelz-Process, die Wackenbildung und Zerstücklung erfolgen.

In dieser Weise wiederholen sich die Metamorphosen des Eises von Jahr zu Jahr. Jeder Winter häuft neues Material, über und unter die Eisdecke, und jeder Sommer zerstört durch den Schmelz-Process, zum Theile auch in der Polarregion selbst, was im Winter geschaffen wurde.

Die Mächtigkeit des Eises.

252. Im Vorhergehenden ist die Entstehung und Umbildung des Feldeises erläutert. Was nun die Stärke anbelangt, bis zu welcher derartiges Eis anwachsen kann, so muss vor allem die Bemerkung vorausgeschickt werden, dass die Meinungen und Anschauungen der Polarfahrer in dieser Richtung wesentlich von einander abweichen, weshalb wir uns darauf beschränken, einzelne vertrauenswürdige Aussprüche maßgebender Forscher anzuführen.

Zunächst sei, mit Rücksicht auf die Bildung des Feldeises, unterschieden, ob die Mächtigkeit desselben das Ergebnis des bloßen Gefrier-Processes ist, oder aber als Effect der Regelation mehrerer Eisplatten betrachtet werden muss, welche sich über und unter einander geschoben haben. Für die letzte Art der Bildung lassen sich in Anbetracht der dabei auftretenden, scheinbar regellosen Vorgänge eine gesetzmäßige Abhängigkeit der Mächtigkeit des Eises von der Dauer des Processes wohl nicht leicht angeben. Doch erscheinen die mitunter kaum glaubhaften Angaben über die Stärke des Eises in seinen verschiedenen Formen erst dann erklärbar, wenn man dieselbe als Resultat der Vereinigung einzelner Platten, über und unter einander, durch Regelation betrachtet.

Sehr mächtiges Eis fand Kapt. Nares[1] unter 82° N. Br. zwischen Grönland und der Polar-Inselwelt, als unbeweglich starre Masse von einer Dicke bis zu 150' (45·7 M.). Die erfahrenen englischen Forscher,

[1] Report of Capitain G. S. Nares: Arctic Expedition.

erstaunt über diese riesige Ausdehnung, nannten den beregten Seetheil das „Paläokrystische Meer“, das „Meer sacularer Eismassen“.

Auf dem Wege über den Smith-Sund (vom Rensselaer Hafen nach Grinnell-Land) maß Hayes [1] die Dimensionen eines alten Eisfeldes. Seine Durchschnittshöhe über dem Wasser betrug 20 Fuß (6·1 M.) und seine unebene Oberfläche war etwa sechs englische Meilen lang und vier englische Meilen breit. Rings um seine Ränder erhob sich eine Art Bergkette von vorjährigem Eise, deren höchste Spitze 120 Fuß (36·6 M.) über den Spiegel des Meeres emporragte. Hayes schätzte die ganze Masse in runder Zahl auf 6000 Millionen Tons, wobei unter der Annahme, dass ein Achtel der ganzen Mächtigkeit über Wasser ragte, die durchschnittliche Gesammtdicke zu 160 Fuß (48·8 M.) berechnet wurde.

Von den Polarfahrern wird nun derartig mächtiges Eis „schweres Packeis“ genannt — und es kann dasselbe, wie bereits erwähnt, wohl nur als das Ergebnis der Pressungen, sowie der Über- und Untereinanderschiebung verschiedener ein- oder mehrjähriger Schollen aufgefasst werden.

253. Bezüglich der Mächtigkeit einer einjährigen Eisbildung, haben Erfahrung und Beobachtung zu dem Resultate geführt, dass das Eis im Verlaufe des ersten Winters etwa 2 M. erreicht. Die meisten Autoritäten: Börgen, Weyprecht u. s. w. stimmen hierin überein. Die Beobachtungen ergaben: in Port Bowen für die Monate von October bis inclusive April 2·2 M., in der Disaster Bai für etwa die gleiche Zeit 1·7 M. und bei Cap Wilczek für den Zeitraum vom 3. December bis 31. Mai 1·9 M. an Eisbildung.

Im Winter-Quartier des „Alert“ erreichte das während des Winters gebildete „Salzwasser-Eis“ $75^1/_2$" englisch (etwa 2 M.); in einem Süßwasser-Teiche von 12 Fuß (3·7 M.) Tiefe gefror das Wasser bei 32° F. bis zur Stärke von $79^1/_2$" englisch (etwas über 2 M.).

Weyprecht nimmt an, dass, wie tief auch die mittlere Winter-Temperatur sinken mag, das Eis eine ungefähre Dicke von 6—7 M. niemals überschreiten könne. Selbstredend ist hiebei die zu erlangende Stärke einzelner Schollen des Feldeises durch den Gefrier-Process allein verstanden.

Die Schranken der Eisanhäufung.

254. In Anbetracht der Länge des Polarwinters im Vergleiche zur kurzen Dauer des Sommers und in Berücksichtigung des im Absatze

---

[1] Petermanns Mittheilungen, 1876, XII.

„Metamorphosen des Eises“ Gesagten, wonach häufig der sommerliche Schmelz-Process den winterlichen Zuwachs nicht vollständig zu zerstören im Stande ist, müsste die Masse des Eises stets zunehmen und als Endergebnis die vollständige Vereisung der Polarregionen erfolgen. Dass dem nicht so ist, erscheint als Resultat der folgenden Ursachen:

Zunächst geht die Vermehrung des Eises um so langsamer vor sich, je mächtiger die einzelnen Felder geworden sind, welche die darunter liegenden Wasserschichten von dem Contacte mit der kalten Luft ferne halten und als schlechte Wärmeleiter schützend wirken. Die Quantität der Eisbildung nähert sich daher schon aus diesem Grunde bei fortdauerndem Froste einer gewissen Grenze.[1]

---

[1] Weyprecht macht in seinen „Metamorphosen des Eises“ betreffs der durch die Natur gesetzten Schranken die folgende, hier auszugsweise gegebene Ansicht geltend:

Angenommen, in der Polargegend wäre nur Wasser und der eintretende Winter bildete eine Eisdecke von 2 Meter. Thaute nun im darauffolgenden Sommer nur ein Meter ab und vermehrte sich die Eisdecke im folgenden Winter wieder um 2 Meter, so müsste sie hierauf bereits 3 Meter dick sein. Träten nun keine störenden Ursachen im weiteren Zeitverlaufe hinzu, so wäre die Eisbildung unbegrenzt. — Dem ist aber nicht so. Die Eisbildung ist beschränkt und die Ursache, warum dieselbe nicht ins Unbegrenzte fortschreitet, ist der durch die Meeresströmungen vermittelte Austausch zwischen dem erkalteten Wasser in der Umgebung der Erdpole und dem erwärmten in der Nähe des Äquators.

Durch die Zufuhr von warmen, und die Abfuhr von kaltem Wasser wird die Temperatur des Meeres im ganzen arktischen Gebiete erhöht, derart, dass trotz der von einem Jahre zum anderen allenfalls vorkommenden Unregelmäßigkeiten in dieser Zu- und Abfuhr, angenommen werden kann, dass die Tiefen-Temperatur der großen Masse des Seewassers im Polargebiete constant über dem Gefrierpunkte des Salzwassers erhalten bleibt.

Die obersten Wasser-Partien erfahren im Winter eine Abkühlung und nähern sich dem Dichtigkeits-Maximum. In Folge des erlangten größeren specifischen Gewichtes sinken sie und wärmere Schichten treten von unten als Ersatz herauf; aber auch diese kühlen sich ab, um wieder neuen Platz zu machen.

Beim directen Contacte mit der Luft geht nun die Eisbildung häufig so rasch vor sich, dass sogar, wie bereits oben erwähnt, die Ausscheidung der ganzen Salzmenge verhindert wird. Die verticale Wasserbewegung ist in diesem Falle nicht genügend, um die Krystallisation zu verhindern.

Hat sich aber einmal eine Eisdecke gebildet, so schützt sie, vermöge ihres geringen Wärmeleitungs-Vermögens, die obersten Wassertheile vor zu plötzlicher Abkühlung und zwar in um so höherem Maße, je mächtiger sie ist. Bei einer gewissen Dicke des Eises wird daher die Wasser-Circulation ausreichen, um jede Neubildung an Eis zu verhindern. Diese Dicke bildet die Grenze, welche nicht überschritten werden kann und bis zu welcher sohin auch der winterliche Frost nur einen Ersatz für die im Sommer abgeschmolzenen Massen schaffen kann.

Weiter bringen die nach Norden führenden Strömungen nicht nur Wasser von höherer Temperatur in die vom Eise bedeckte Polarregion, und tragen so zur Steigerung des Schmelz-Processes bei, sondern es führen auch die von den Polen nach dem Äquator gerichteten Wasserzüge einen sehr beträchtlichen Theil des Eises in niedrigere Breiten, wo dasselbe der Vernichtung anheimfällt.

255. Den warmen südwestlichen Winden und dem Golf-Strome ist es zuzuschreiben, dass zwischen Island und Norwegen die Eisbildung selbst im Winter keine Fortschritte macht. Auch ist das sommerliche Abschmelzen der großartigen Eisflächen im Grönländischen Meere eine Folge der erodirenden Wirkung dieses mächtigen äquatorialen Wasserzuges. Nach F. J. Dorsts[1] Beobachtungen wurde in dem Raume zwischen 74 und 78° nördlicher Breite, im Laufe der Monate Mai und Juni 1869 eine Eisfläche von etwa 1000 geographischen Quadratmeilen vernichtet. — In der zweiten Hälfte Juli schmolz eine annähernd gleiche Masse zwischen 72 und 74 °.

Noch zerstörender fand der genannte Beobachter diese Wirkung in den von ihm bereisten Polargewässern während der heftigen Frühjahrsstürme. In dem Zeitraume von etwa einem halben Monate (Anfang April 1869) verschwanden nicht weniger denn 8000 geographische Quadratmeilen des mächtigsten Packeises von einer Dicke von 10 bis 15 Meter.

Dagegen bleibt die Wirkung des Kuro-Siwo im Pacific, eines Analogon der Golf-Strömung, auf die Vernichtung des Eises im Polarmeere nördlich der Berings-Straße eine sehr unbedeutende; ja nach den eingehenden Forschungen W. H. Dalls[2] ist eine solche Wirkung gar nicht vorhanden. Dall schreibt wörtlich: „Dass die Strömungen dieses Theiles des Polarmeeres in keinerlei Verbindung mit irgend welchen Bewegungen des Wassers südlich von der St. Lorenz-Insel stehen, scheint ausgemacht, und diesem Umstande können wir das Factum zuschreiben,

---

Ein wichtiger, die Eisbildung einschränkender Factor ist schließlich in dem Umstande zu suchen, dass in Folge der Ausstoßung des Salzes beim Gefrieren diejenigen Partien, auf welche zunächst die Eisbildung übergehen sollte, einer namhaften Versalzung unterworfen sind, durch welche ihr Gefrierpunkt herabgedrückt wird.

[1] Die Eisbewegung im Grönländischen Meere, 1869; aufgenommen an Bord des Rosenthal'schen Dampfers „Bienenkorb“ von F. J. Dorst. Vgl. Petermanns Mittheilungen, 1877, V.

[2] W. H. Dall: Hydrologie des Beringsmeeres und der benachbarten Gewässer. (Petermanns Mittheilungen, 1881, X und XII.)

dass in keinem, durch Landmassen nicht versperrten Theile des Polarbeckens (ausgenommen den Polarstrom längs der Ostküste von Grönland) das beständige Packeis so weit nach Süden reicht."

256. Bezüglich der Versetzung arktischer Eismassen nach dem Süden durch polare Wasserströmungen ist in erster Reihe die Wirkung des zwischen Grönland und Island gegen den Äquator sich bewegenden kalten Ostgrönländischen Stromes hervorzuheben, während der aus der Davis-Straße kommenden Labrador-Strömung, in dieser Beziehung, erst in zweiter Reihe, eine Bedeutung beizumessen ist.[1] Von noch geringerem Belange erscheint die Verführung von Eis durch Strömungen aus dem Berings-Meere.

Wie mächtig im Atlantic die nach Süden ziehenden Eismassen, selbst noch in relativ niedrigen Breiten auftreten, beweist ein vom französischen Dampfer St. Germain stammender, Bericht. An Bord desselben hatte man schon am Abende des 24. Februar 1882 meilenweite Eisfelder gesichtet, und befand sich am 25. Morgens gegen Westen steuernd, unter 46° N. Br. und 50° W. Lg. vor einer ungeheuren Barrière von undurchdringlichen Eismassen. Weder im Norden noch im Süden war ein Ende abzusehen. Erst nachdem volle zwei Stunden südwärts, also in derselben Richtung, in welcher sich auch das Eis bewegte, gedampft worden war, öffnete sich im Eise ein Canal von etwa zwei nautischen Meilen Breite, in welchen die St. Germain einlief. Aber schon nach einer Stunde Fahrt verengte sich der Canal derart, dass erst eine gefährliche dreistündige Eis-Schiffahrt den Dampfer ins freie Wasser führte. Daselbst angelangt, befand er sich 120 nautische Meilen südlich und 60 Meilen westlich von jenem Punkte, wo er zuerst auf die Eismassen gestoßen war.

257. Dorst hat mit Berücksichtigung der Wind- und Strömungsverhältnisse den Nachweis zu erbringen gesucht, dass die Menge des Eises, welches jährlich, aus der freien Polarzone des Nordens, u. z. hauptsächlich auf dem Wege zwischen Grönland und Island, nach Süden treibt, circa 55.000 g. Quadratmeilen, d. i. etwa $^1/_3$ des sämmtlichen, in der genannten Region befindlichen Eises, betrage. Hiebei wurde der täglich zurückgelegte Weg zu etwa 8—10 nautischen Meilen veranschlagt.

---

[1] F. J. Dorst schreibt: „Die Labrador-Strömung wird einen Abfluss nur zum geringen Theile bewirken können, da dieser auch ohne Annahme eines Grönländischen Polarlandes, durch den vorliegenden, weitverzweigten Nordamerikanischen Archipelagus, sehr beeinträchtigt würde."

258. Beide Wirkungen vereint ins Auge gefasst, würde nach dieser Ansicht jährlich die enorme Menge von 32 Billionen Cubikmeter Eis, theilweise schon im hohen Norden durch die Temperatur des Golfstrom-Wassers und der darüber liegenden Luftschichten aufgelöst, theilweise aber von der südwärts setzenden Polarströmung in niedrigere Breiten getragen, und daselbst durch die herrschende Wärme vernichtet.

259. Es ist selbstverständlich, dass auch in den antarktischen Gebieten ein Theil des Eises in ähnlicher Art seiner Zerstörung zugeführt wird, wie in den arktischen; doch lassen dermalen unsere unzureichenden Kenntnisse von den obwaltenden Verhältnissen ein näheres Eingehen auf die Vorkommnisse in den erstgenannten Gegenden nicht zu.

260. Es sei nun noch die Methode erörtert, nach welcher Dorst die Geschwindigkeit des Eises unter der Einwirkung des Windes berechnete.

Bekanntlich kann man, innerhalb gewisser Grenzen, den Druck P in Kilogramm auf eine Fläche von F Quadratmeter ausdrücken, durch:

$$P = \zeta \frac{v^2}{2g} F r,$$

wobei ζ einen hauptsächlich von der Gestalt der exponirten Oberfläche, übrigens aber auch von andern Umständen abhängenden Coefficienten, v die Geschwindigkeit des anströmenden (beziehungsweise widerstehenden) Mittels, r das Gewicht der Cubikeinheit desselben, endlich g die Acceleration der Schwerkraft bedeutet.

261. Seien die auf den Druck des Windes bezüglichen Angaben mit dem Index „Eins", dagegen jene auf den Wasserwiderstand Bezug habenden mit dem Index „Zwei" bezeichnet (wäre also im besonderen v_1 die Wind- und v_2 die Eisgeschwindigkeit), so hätte man:

$$P_1 = \zeta_1 \frac{(v_1 - v_2)^2}{2g} F_1 r_1$$

und

$$P_2 = \zeta_2 \frac{v_2^2}{2g} F_2 r_2.$$

Ist nun das Gleichgewicht zwischen dem Drucke des Windes und dem Widerstande des Wassers erreicht, d. h. bewegt sich das Eis mit gleichförmiger Geschwindigkeit weiter, so muss $P_1 = P_2$ somit:

$$\zeta_1 \frac{(v_1 - v_2)^2}{2g} F_1 r_1 = \zeta_2 \frac{v_2^2}{2g} F_2 r_2$$

Nimmt man mit Dorst $\zeta_1 = 1{\cdot}7$, $\zeta_2 = 1$, $F_2 = 4 F_1$, $r_1 = 1{\cdot}293$ Kgr. und $r_2 = 1028$ Kgr. an, so erhält man nach Kürzung durch $2g$ und F_1:

$$\left(\frac{v_1 - v_2}{v_2}\right)^2 = 1917$$

also:

$$\frac{v_1 - v_2}{v_2} = 43·8 \ldots$$

und schließlich:

$$v_2 = 0·0223\, v_1$$

Ist nun v_1 gegeben, d. h. kennt man die Windgeschwindigkeit, so kann man mittels dieser Formel die Geschwindigkeit des treibenden Eises näherungsweise berechnen. Da der Factor 0·0233 eine sehr kleine Zahl ist, sind die Eismassen sehr schlechte Segler, welche bei der stattfindenden mittleren Windgeschwindigkeit nur etwa zwei Seemeilen täglich zurücklegen. [1] Hiezu muss selbstredend noch die durch Strömungen vermittelte Bewegung gefügt werden.

262. Soferne nun die obige Formel zur Darstellung von derlei allgemeinen Beziehungen verwendet wird, mag sie in dem vorliegenden Gewande wohl geeignet sein, schätzenswerte Anhaltspunkte zu bieten. Wollte man sie aber auf die Berechnung der Geschwindigkeit in einem speciellen Falle anwenden, so ergäben sich wesentliche Bedenken, da die angenommenen Werte: $\frac{\zeta_1}{\zeta_2} = 1·7$, $\frac{F_1}{F_2} = \frac{1}{4}$, höchstens als Mittelwerte aufzufassen sind, von welchen die für einzelne Eismassen wirklich giltigen Zahlen sehr wesentlich abweichen können.

Das Verhältnis $\frac{\zeta_1}{\zeta_2}$ ändert sich zunächst mit der Form, dann aber auch mit dem Reibungs-Coefficienten, der nicht für alle Eis-Qualitäten identisch sein dürfte; $\frac{F_1}{F_2}$ ändert sich sogar bei demselben Eiskörper,

---

[1] Vernachlässigt man die eigene Geschwindigkeit des Eises gegenüber derjenigen des Windes, benützt man also die folgende Formel, welche sich aus der vorletzten der obigen Gleichungen, durch Auslassung des Gliedes v_2 im Zähler, ergibt, nämlich:

$$\frac{v_1}{v_2} = 43·8$$

oder:

$$v_2 = 0·023 v_1,$$

so findet man, wenn, mit Dorst die mittlere Windgeschwindigkeit für jene Gegend und für die Zeit des Eistreibens, zu 1·8 M. per Secunde, angenommen wird, sehr nahe die von dem genannten Forscher angegebene durchschnittliche Geschwindigkeit, nämlich 0·0415 M. per Secunde, d. h. nicht ganz 2 Seemeilen per Tag.

je nachdem er seine breiten oder schmalen Flächen dem Winde, respective dem Widerstande zuwendet. Weyprecht macht darauf aufmerksam, dass sich die Eismassen sehr häufig im horizontalen Sinne drehen, wodurch die Geschwindigkeit, mit welcher sie treiben, bei sonst gleich bleibenden Verhältnissen eine veränderliche wird.

Segelt das Eis bei leichtem Winde mit seiner mittleren Geschwindigkeit, so ist dieselbe eine so geringe, dass ein selbst nur in mäßiger Fahrt begriffenes Schiff, bei Wahl seiner Route, kaum auf die Eigenbewegung des Eises Rücksicht zu nehmen braucht. Die Verhältnisse können sich aber bei frischerem Winde und bei einer momentan günstigen Stellung der Eisflächen in Bezug auf Wind und Wasserwiderstand sehr namhaft ändern. Jedenfalls müssen in dieser Richtung hin noch weitere Studien empfohlen werden.

Bei denselben ist der Einfluss des Stromes zu berücksichtigen. Reicht derselbe übrigens gleichförmig bis zu den Tiefen, in welche das Beobachtungs-Schiff und das Eis tauchen, so wird die relative Bewegung des Eises gegen das Schiff durch den Strom nicht tangirt. Der Unterschied der Resultate, welchen die Loggrechnung und die astronomische Beobachtung liefert, gibt in diesem Falle für Schiff und Eis näherungsweise den Betrag und die Richtung der Versetzung durch den Strom. Diese Daten nach den Gesetzen des Bewegungs-Parallelogrammes mit der oben berechneten, durch den Wind erzeugten Bewegung combinirt, ergeben den Weg des Eises über dem Meeresgrunde.

Die Grenzen des Treibeises.

263. Die äußerste Linie, bis zu welcher die gegen den Äquator hin treibenden Eismassen vorzudringen pflegen, wird die Treibeis-Grenze genannt. Dieselbe ist selbstverständlich keine fixe, sondern den Umständen entsprechend, eine veränderliche; doch kann man sie im Nordatlantischen Ocean und zwar auf der amerikanischen Seite durchschnittlich zwischen 35 und 40° Breite annehmen, während die Europäischen Küsten bis über das Nord-Cap hinaus vom Treibeise frei bleiben. In den Nord-Pacific gelangt weniger Eis, als in den Atlantic, auch hält sich die Grenze zumeist näher den Küsten.

Auf der Südlichen Halbkugel reicht das Treibeis in den freien Oceanen bis zu 50 und 40° Südbreite. Das Vordringen gegen den Äquator hin dürfte am weitesten in dem Atlantischen Ocean stattfinden.

Da unter den Ursachen, welche die Treibeis-Grenze verändern, die Meeresströmungen weitaus die mächtigste Rolle spielen, diesen

Bewegungen aber ein späterer specieller Abschnitt gewidmet ist, so müssen wir hier ein weiteres Eingehen auf den in Rede stehenden Gegenstand unterlassen.

Die Eisberge.

264. Wie eingangs bereits angeführt, verdanken die Eisberge ihre Entstehung der polaren Gebirgswelt. Die ungeheuren Schneemassen, welche durch den Wind in zahlreichen Schluchten und Thälern zusammengeweht werden, liefern das reiche Materiale für eine sehr entwickelte Gletscherbildung.

In Folge der meteorologischen Verhältnisse senkt sich in den Polargegenden Eis und Schnee bis zum Meere herab, in welches die Sockel der Gletscher eintauchen. So in Grönland, Island, Spitzbergen, an der Westküste Patagoniens (in relativ niedriger Breite) u. a. a. O.

Unter dem Drucke der sich stets neu aufhäufenden Schneemassen, sowie in Folge der eigenen Schwere, wird das Gletschereis auf der schiefen Thalsole allmählig der See zugeschoben. Die Geschwindigkeit, mit welcher es in dieser Weise vorrückt, hängt von der Neigung der Bahn, von den Widerständen und von den meteorologischen Verhältnissen ab. Zur Darstellung des mächtigen Einflusses, speciell der letzteren sei nur darauf hingewiesen, dass die außergewöhnlichen Verhältnisse der Winter 1860 und 1861 genügten, um einen der besten und sonst sehr häufig besuchten Hafen an der Mayenbucht in Spitzbergen vollkommen mit Eis zu erfüllen. [1]

Die größte bekannte Geschwindigkeit hat A. Helland an den Gletschern der Grönländischen Westküste gemessen. Jene des Fjords von Jakobshavn zeigten an drei markirten Punkten im Juli 1875 mittlere tägliche Fortschritte von 14·7, 15·2 und 19·7 M. Die Gletscher dieses Fjords liefern jährlich dem Meere zwischen 3 und 6 Cubik-Kilometer Eis. [2]

265. Da der in See gelangte Gletschertheil in Folge des Unterschiedes zwischen dem specifischen Gewichte des Eises und jenem des Meerwassers Schwimmkraft besitzt, so bricht derselbe, sobald er eine gewisse Größe erreicht hat, vom Hauptkörper ab. Der Gletscher „kalbt“ und das abgestoßene Stück bildet den „Eisberg“. Nunmehr dem

---

[1] Mittheilungen der schwedischen Expedition nach Spitzbergen, in den Jahren 1861, 1864, 1868 unter der Leitung von O. Torell und A. E. Nordenskiöld.

[2] Zöppritz: Geographisches Jahrbuch 1881. Geophysik.

Winde und der Strömung zur Beute geworden, beginnt er seine Wanderung und geht gewöhnlich relativ rasch seiner Vernichtung entgegen.

Der Thauungs - Process allein, veranlasst durch die Luft- und Wasserwärme während des polaren Sommers, würde übrigens die Eisberge, bei ihrem großen Volumen und bei der kurzen Dauer der schönen Jahreszeit kaum zur Auflösung bringen. Die Vernichtung erfolgt in der Regel von innen nach außen. Schon ursprünglich enthält das Gletscher-Eis viele größere und kleinere, mehr oder weniger tief eindringende Rinnen und Risse. Ist nun der Eisberg dem Meere überliefert, so fließt im Sommer das Schmelzwasser von oben ab, sammelt sich, soferne es nicht das Meer erreicht, in den Rissen, Höhlungen und Spalten an, und füllt schließlich diese Innenräume aus. Im darauffolgenden Winter geschieht nun die Abkühlung von außen nach innen. Die Risse schließen sich theilweise, worauf der Berg in Folge der Erstarrung des Wassers in den Hohlräumen, ganz oder theilweise gesprengt wird. Allerdings trifft diese Art der Zerstörung hauptsächlich den über Wasser befindlichen Theil. Nachdem aber der Berg in Folge einer jeden Formveränderung auch eine neue Gleichgewichtslage zu suchen gezwungen ist, kommen immer andere Theile über das Meeres-Niveau und verfallen in derselben Weise der Zertrümmerung. Die Stücke mischen sich mit dem Feldeise und theilen dessen weiteres Schicksal.

Nach Weyprecht überdauert, wegen der angeführten zerstörenden Einflüsse, kein Eisberg die Zeit von zehn Jahren, ja es ist wahrscheinlich, dass seine Vernichtung, sei es durch einfaches Abschmelzen, sei es durch innere Auflösung und Sprengung in Trümmer, noch vor dieser Zeit eintrete.

Gelangt ein Eisberg unter der Einwirkung von Wind und Strom über die polare Eisregion hinaus, in niedrige Breiten, so ist seine Auflösung eine Frage von sehr kurzer Zeit. Stets sich umwälzend, da er in Folge der einseitigen Bescheinung durch die Sonne ungleichmäßig abschmilzt, bietet er den Strahlen der letzteren fortwährend neue Angriffsflächen dar. Im Falle der Strandung wird die Localität, wo dieselbe stattgefunden hat, über die längere oder kürzere Existenz des Eisberges entscheiden.

266. In Folge der oben erwähnten Vorgänge übernehmen die Gletscher die Function, das übermäßige Anwachsen der Schneemassen in den polaren Festländern zu verhindern, und bewirken für diese Gebiete, ähnlich wie die Flüsse und Ströme für die wärmeren Gegenden, die Abfuhr des Niederschlages über Land.

Mit dem Gletscher-Eise wandert feines und grobes Geschiebe-Material dem Meere zu, um auf demselben bis zu jenen Stellen verfrachtet zu werden, woselbst die Eisberge abschmelzen. Die Entstehung der Neu-Fundlandbank, in derem Bereiche der polare Wasserzug dem warmen Florida-Strom begegnet, wird diesem Vorgange zugeschrieben; ebenso das Auftreten der erratischen Blöcke auf der Norddeutschen Tiefebene (einem ehemaligen Meeresboden) u. dgl. m.

267. Die Gestalt und Größe der Eisberge hängt selbstverständlich von den verschiedensten Umständen ab, und es wird hiebei die Mächtigkeit des Gletschers und die Eigenthümlichkeit des Landes, von welchem sie herrühren, wohl am maßgebendsten sein. Es muss angenommen werden, dass die Eisberge auf breiter Basis schwimmen, und wie bereits in dem Absatze über die Tauchung des Eises im Meerwasser angedeutet wurde, mit etwa $^1/_7$ ihrer ganzen Höhe über Wasser emporragen. Dieses Verhältnis wird übrigens durch die Gestalt und Consistenz des Eisberges modificirt.

268. Die Mächtigkeit der aus den arktischen Ländern stammenden Eisberge wird von den im Antarktischen Meere gefundenen, übertroffen. So gibt Nares[1] als durchschnittliche Höhe der Eisberge, welchen er in den südlichen Gewässern begegnete 200' (60·9 M.) über Wasser, als deren Durchmesser aber $^1/_4$ bis $^1/_2$ Seemeile an. Die größte von ihm beobachtete Höhe betrug 248' (75·6 M.), was, soferne man das früher angeführte Verhältnis supponirt, einer Gesammtausdehnung im verticalen Sinne von 1736' (529·1 M.) entspricht.

A. v. Becker bestimmte im Arktischen Meere die Höhe eines Eisberges über der Wasseroberfläche auf trigonometrischem Wege, unter Benützung eines Sextanten, zu 63—70 M. Dieser Berg hatte sohin 380—440 M. Gesammthöhe.

Die Änderungen der Temperatur in der Nähe des Eises.

269. Die Nähe größerer Eismassen und Eisberge macht sich durch ein verhältnismäßig rasches Zurückgehen der Luft- und Wasser-Temperatur wahrnehmbar, weshalb eine erhöhte Achtsamkeit auf die Thermometer-Angaben in jenen Gegenden empfehlenswert ist, wo das Auftreten von Eis zu erwarten steht.

---

[1] Auszug aus dem officiellen Berichte von Kapitän G. S. Nares: „Die Arbeiten der Challenger-Expedition im südlichen Indischen Ocean. Vgl. Petermanns Mitth. 1874. XII, dann H. M. Challenger, Nr. 2, Reports on Ocean Soundings and Temperature; Antarctic Sea, Australia-New Zeeland, 1874.

Der Rückgang der Temperatur ergibt sich beispielsweise aus den Beobachtungen, welche am 26. Juni 1872 an Bord des Isbjörn unter Graf Wilczek und Contre-Admiral Freih. v. Sterneck angestellt wurden. Es zeigte sich um 5^h p. m. in 76° 49' N. Br. und 17° 25' O. Lg. eine Temperatur an der Oberfläche von 2·9° und in 165 M. Tiefe eine solche von 2·1° C. Nun wurde Treibeis und um 6^h 30^m p. m. ein Eisberg gesichtet. Um 9^h p. m. war das Wasser an der Oberfläche um 0·5° kälter geworden und schon in 137 M. Tiefe fand sich nur mehr eine Temperatur von — 0·2° C. vor.[1]

A. v. Becker gibt in der Beschreibung seiner Reise an Bord der Pandora 1876, nach den Gewässern zwischen Grönland und der Amerikanischen Polar-Inselwelt, als Maß des Sinkens der Oberflächen-Temperatur in der Nähe eines Eisberges, 1° C. an. An einer andern Stelle erwähnt er eines Fallens von 0·9 auf 0·4° C., und zwar bei 200 M. Entfernung von dem Eise.

Auch Dorst sammelte auf seiner Fahrt an der Ostgrönländischen Eisgrenze Daten über die Temperatur-Änderungen in der Nähe des Eises. So wurde am Morgen des 30. März 1869 — 2·4° R. (— 3·0° C.) beobachtet; am nächsten Tage aber, nachdem man sich von den Eismassen entfernt hatte, war die Temperatur auf — 1·3° (— 1·6° C.) und Mittags auf + 1·1° (+ 1·4° C.) gestiegen. Später näherte man sich neuerdings dem Eise und das Thermometer fiel nahe demselben auf — 1·1° (— 1·4° C.).

An Bord Sr. M. Corvette „Saida" wurde am 4. Juni 1880 in 40° 41' N. Br. und 49° 30' W. Lg. um 2^h p. m. ein Eisberg auf vier Meilen gesichtet. Die Luft-Temperatur sank um nicht weniger als 7°, die des Wassers aber sogar um 9° C.

Endlich machte schon Maury auf die hufeisenförmige Einbiegung des Golf-Stromes in der Gegend von Neu-Fundland aufmerksam, und hob hervor, dass die Seefahrer in der bezeichneten Localität, welche als der größte Sammelplatz der aus der Davis-Straße kommenden Eisberge angesehen werden kann, Temperatur-Differenzen des Oberflächen-Wassers von 7—13° R. (8·8—16·3° C.) an einem Tage beobachtet haben.

270. Zum Schlusse möge noch bemerkt werden, dass zahlreiche Polarfahrer angeben, die Nähe des Eises werde häufig durch Nebelbänke angezeigt, eine Erscheinung, welche sich durch die stark abkühlende Wirkung, die das Eis auf die darüber streichende Luft und durch die in

---

[1] Bericht des Contre-Admirals Max Freih. v. Sterneck. — Vgl. Mittheilungen aus dem Gebiete des Seewesens, 1874, und Petermanns Mittheilungen, 1874.

dieser Weise bedingte Verdichtung eines Theiles der Dämpfe, leicht erklären lässt.

Lieutenant Danenhower erzählt,[1] dass sich manchmal dicht am Schiffe ein Spalt im Eise gebildet habe, aus welchem mächtige Dampfsäulen aufstiegen. Dies trat ein, wenn die Temperatur der Luft von jener des Wassers bedeutend differirte. — Weyprecht berichtet ähnliches: „Herrscht intensive Kälte, so entsteigen dem Wasser, sobald es mit der Luft in Berührung gekommen ist, solche Massen von Nebel, dass ein förmlicher Schleier über der Oberfläche ausgebreitet liegt. Sie steigen so dicht empor, als fließe heißes Wasser in der im Eise gebildeten Rinne und lagern sich bei Windstille über der ganzen Ausdehnung des Sprunges, dessen weiteren Verlauf sie durch ihre düstere Färbung bezeichnen.“ — Auch andere Polarfahrer haben Beobachtungen dieser Art gemacht.

Die beregte Erscheinung deutet darauf hin, dass das geringe Wärmeleitungs-Vermögen des Eises das darunter liegende Wasser in sehr ausgiebiger Weise schützt, und daher die Differenz zwischen der Luft- und Wasser-Temperatur sehr namhaft anwächst. Fällt an irgend einer Stelle die schützende Decke weg, so kommt die Luft im Spalte mit dem Wasser in directe Berührung und erfährt eine bedeutende Erwärmung, sowie eine ausgiebige Erhöhung des Dunstgehaltes. Specifisch leichter geworden, erhebt sie sich in die kalte Atmosphäre, wobei sehr rasch Condensation und Nebelbildung eintritt.

Man hat es hier mit einer Erscheinung zu thun, welche im großen immer dort stattfindet, wo kalte Luft über warmem Wasser steht, wie etwa in den nördlichen Theilen des Golf-Strom-Gebietes. Das Wasser verdunstet mit einer Kraft, welche der Temperatur seiner Oberfläche entspricht, und die darüber gelagerte kältere Luftmasse ist nicht im Stande, alle die Dämpfe aufzulösen, welche sich aus dem warmen Wasser entwickeln.[2]

Dass die abkühlende Wirkung großer Eismassen, welche in den Polarströmen äquatorwärts treiben, nicht bloß in deren Nähe, sondern wohl auch in fernen Gebieten zur Geltung kommt, ist einleuchtend, sowie auch, dass die wechselnden Eisverhältnisse in den Polargegenden nicht verfehlen, ihre Rückwirkung auf die meteorologischen Erscheinungen unter niedrigeren Breiten auszuüben.

---

[1] Vollständige Zusammenstellung der Nachrichten über die Schicksale der „Jeannette“ und ihrer Mannschaft. Ausland, 1882. 22.

[2] H. Mohn: Grundzüge der Meteorologie. Berlin. 1875.

D. Das specifische Gewicht des Seewassers.

Allgemeine Beziehungen.

271. Wie im V. Abschnitte bereits dargestellt wurde, hängt das specifische Gewicht des Seewassers[1] von zwei Momenten ab: *a)* vom Salzgehalte und *b)* von der Temperatur.

Sowohl an Bord als auch im Cabinete werden die Wasserproben bei verschiedenen Temperaturen untersucht, wesshalb es nothwendig erscheint die erhaltenen Daten einer Reduction zu unterziehen, um sie unter sich vergleichbar zu machen. Hiebei stehen zwei Wege offen:

a) Man reducirt alle beobachteten specifischen Gewichte nach der im vorigen Abschnitte behandelten Methode auf eine Normal-Temperatur, und erhält hiedurch Zahlen, welche um „Eins" vermindert den Procenten an Salzgehalt sehr nahe proportionirt sind und somit über die Vertheilung des Salzgehaltes im Meere Aufschluss geben, oder

b) man reducirt auf die Temperatur, die der Wasserschichte zukam, aus welcher die Probe geschöpft wurde. Diese Temperatur war mittels der zu versenkenden See-Thermometer zu bestimmen. Für die bequeme Reduction kann man leicht die beim Vorgang a) zu benützende Tabelle einrichten. Die zu findenden Zahlen geben Aufschluss über die Vertheilung des wahren specifischen Gewichtes im Meere.

272. Als Normal-Temperatur wählte man eine „mittlere" und nicht eine „extreme" Temperatur um im allgemeinen mit kleinen Correcturen zu arbeiten. Leider jedoch einigte man sich nicht vollständig. Beispielsweise reducirte die Commission zur Erforschung der Deutschen Meere auf 14° R. (17·5° C.) die Challenger-Expedition dagegen auf 60° F. (15·56° C.). Auch wurde nicht allenthalben die Dichte des destillirten Wassers bei 4° C. als Einheit genommen, sondern wohl auch diejenige, welche der gewählten Normal-Temperatur entspricht. Diese Verschiedenheiten gleichen sich jedoch in den abzuleitenden Procenten des Salzgehaltes aus, wenn nur die Umrechnungs-Coefficienten dem Reductions-Vorgange entsprechend gewählt werden. Es erschiene daher wohl vortheilhaft nicht die den verschiedenen Expeditionen entnommenen reducirten specifischen Gewichte, sondern vielmehr

---

[1] Setzt man das specifische Gewicht des Wassers bei 4° C. gleich Eins, so decken sich die Begriffe „specifisches Gewicht" und „Dichte".

directe die Salzgehalte bei den Untersuchungen der oceanischen Verhältnisse in Anschlag zu bringen, wie dies auch schon häufig bei speciellen Forschungen geschehen ist. Bei den nachfolgenden allgemeinen Vergleichen jedoch, schien die consequente Durchführung hievon noch immer mit Schwierigkeiten verknüpft, weshalb (nach dem Vorgange der Deutschen Seewarte) an den reducirten specifischen Gewichten festgehalten wurde. — Reductionen auf die See-Temperatur wurden seltener durchgeführt, als jene auf die Normal-Temperatur. Während daher von einer Betrachtung der wirklichen Dichten im späteren abgesehen und somit strenge genommen nur die Vertheilung des Salzgehaltes im Auge behalten wird, soll dennoch nicht versäumt werden sogleich auf die Wichtigkeit des Studiums der wahren Dichten in Kürze hinzuweisen. Aus deren Vertheilung ist zu ersehen, ob in einem Horizontal-Schnitte eine Spannung, d. h. eine Tendenz zum Ausgleiche besteht oder nicht, sowie auch von welchem Belange dieselbe mit Rücksicht auf die Erheblichkeit des Dichtenunterschiedes und der Distanz, in welcher derselben auftritt, angenommen werden kann. Im verticalen Sinne lässt die Abnahme des auf die Normal-Temperatur reducirten specifischen Gewichtes mit der Tiefe noch auf keine Störung des hydrostatischen Gleichgewichtes schließen; erst die Einbeziehung der See-Temperaturen, also die Bestimmung der wahren Dichten, führt zur Aufklärung, ob eine solche Störung vorhanden und daher auch ein Ausgleich bedingt ist.

248. Wie später genauer ausgeführt wird, nimmt das auf die Normal-Temperatur reducirte specifische Gewicht von der Passatregion sowohl pol- als äquatorwärts ab. Anderseits aber ist das Wasser unter den höheren Breiten kälter als unter den niederen, weshalb die erwähnte Abnahme gegen die Pole sich keineswegs auch auf die wahren Dichten erstreckt. Nach den bis nun vorliegenden Beobachtungen muss es sogar angenommen werden, dass das salzarme aber kalte Polarwasser dichter ist, und zwar nicht nur als jenes der Äquatorial-Region, sondern wahrscheinlich auch als dasjenige der Passatgürtel. Dies bezieht sich übrigens nur auf die Oberfläche und die näherliegenden Schichten bis zu höchstens 400 M. Tiefe. Was die untern Partien anbelangt, so hat es Dr. Hann als wahrscheinlich hingestellt, dass die wahren Dichten in der ganzen Ausdehnung der Meere nur geringe Verschiedenheiten aufweisen.

274. Das auf die Normal-Temperatur reducirte specifische Gewicht des Seewassers ist im allgemeinen sowohl horizontal, von Ort zu Ort, als auch vertical, von der Oberfläche dem Grunde zu,

verschieden, da, in dem einen wie in dem anderen Sinne, der Salzgehalt, Änderungen unterworfen ist. Die Salinität der höheren Schichten steht zunächst mit den klimatischen Verhältnissen in Beziehung. Je weiter die Luft von ihrem Sättigungspunkte für Wasserdampf entfernt ist, desto größer ist die Verdunstung und daher auch die Concentration des Wassers an der Meeres-Oberfläche. Anderseits erscheint der Salzgehalt herabgedrückt, wo feuchte Luftströmungen und häufige Niederschläge vorkommen. Neben diesen Momenten machen sich übrigens an vielen Orten, noch andere geltend: Der Einfluss der Meeresströmungen, die Bildung oder Auflösung von Eis, das Ausmaß der Süßwasser-Zufuhr vom Lande oder vom Grunde des Meeres her u. dgl. m. — Aus dem Gesagten geht auch hervor, warum sich selbst in ein und derselben Localität das specifische Gewicht mit den meteorologischen Verhältnissen ändert, wie dies zumal unter mittlern und höhern Breiten, dann in den Monsun-Gebieten, beispielsweise im Südchinesischen Meere[1] stattfindet.

275. Wegen des größeren specifischen Gewichtes ist der hydrostatische Druck, bei gleicher Druckhöhe, im Meerwasser größer als im Süßwasser. Beim specifischen Gewichte „Eins" hat man bekanntlich für jeden Quadrat-Centimeter Fläche und für je 10 Meter Höhe einen Druck von 1 Kgr.; beim specifischen Gewichte 1·03 dagegen, welches demjenigen des Seewassers nahekommt, 1·03 Kgr. Soferne es sich um eine beiläufige Schätzung des Druckes in einer gewissen Tiefe handelt, — etwa um zu beurtheilen, ob ein zu versenkendes Instrument stark genug construirt sei, um der Pressung in der Tiefe widerstehen zu können, oder aber, welche Correctionen an gewonnenen Ablesungen anzubringen seien, — dürfte es gut sein, sich die bequeme Regel zu merken, dass für je 10 Meter der Versenkungstiefe nahe der Druck einer Atmosphäre zu rechnen ist, wobei von der sehr geringen Compressibilität des Seewassers abgesehen ist.

276. Eine sehr wichtige Rolle spielt der Salzgehalt der Meere im Haushalte der Natur, indem er die so wichtige verticale Circulation der oberen Schichten wesentlich befördert.

Wird Wasser von oben abgekühlt, so sinken die höchsten Theile, da sie dichter werden, und tragen die niedere Temperatur nach abwärts. Der nach oben gelangte Ersatz erfährt gleichfalls die Abkühlung

---

[1] Vrgl. hier u. a. a. O. J. Y. Buchanan: On the Distribution of Salt in the Ocean, u. s. w., Journ. der R. S., London 1877.

und sinkt ebenso. Es tritt also auf diesem Wege eine verticale Circulation und eine Durchmischung der Schichten ein.

Ganz anders verhält es sich bei der Erwärmung. Dieselbe müsste von unten erfolgen damit eine ausgiebige verticale Strömung erzeugt und die höhere Temperatur in kurzer Zeit sämmtlichen Schichten mitgetheilt werde. Findet die Erwärmung, wie zur See, von oben statt, so dehnt sich das Wasser an der Oberfläche aus und wenn dasselbe salzfrei wäre, bliebe jede verticale Circulation ausgeschlossen, derart, dass die Wärme nur durch Leitung und Strahlung nach abwärts dringen könnte. Verdunstung und Salzgehalt vermitteln, aber auch in diesem Falle die Bewegung, indem die durch Verlust von Wasser salzreicher gewordenen obersten Partien sinken und ihre Wärme, sowie ihre größere Salinität in die Tiefe mitnehmen. Auf diesem Wege allein erscheint es möglich, dass die Sonnenwärme in größere Meerestiefen vordringt.

Die verticale Circulation tritt am energischsten in der Passatregion auf, und zwar wegen der starken Verdunstung und dem geringen Niederschlage; sie ist aber auch bedeutend in der Gemäßigten Zone, wo selbst im Winter die im allgemeinen mit der geographischen Breite zunehmende Abkühlung der obersten Schichten die Bewegung fördert. Geringer dagegen wirkt sie unter dem Äquator, zumal in dem niederschlagreichen Calmengebiete, worin eine Erklärung für jene Erscheinung gesucht werden kann, welche im vorvorigen Kapitel dahin präcisirt wurde, dass die Temperatur-Abnahme der oberen Schichten in der Äquatorial-Region eine auffallend rasche ist. B u c h a n a n glaubt schließen zu dürfen, dass zwischen 20 und 40° Breite die verticale Circulation bis zu jener Tiefe ihre Wirkung äußere, wo im Sommer die auf die Normal-Temperatur reducirte Dichte am kleinsten gefunden wird.

277. Die Unterschiede im specifischen Gewichte beeinflussen aber nicht nur die verticale Durchmischung der Schichten, sondern auch die h o r i z o n t a l e C i r c u l a t i o n der Meeresgewässer, nämlich dann, wenn im Sinne des früher Gesagten horizontale Spannungen bestehen. Allerdings aber genügen diese Spannungen nicht, um die großen oceanischen Strömungen ausreichend zu erklären, was in einem späteren Abschnitte (VIII) dargethan wird. — Bei specielleren Untersuchungen kann aber die Vertheilung des Salzgehaltes zur E r k e n n u n g der, in Folge von fremden Ursachen, bestehenden Wasserbewegungen benützt werden, da wie im früheren auseinandergesetzt wurde, ein Zusammenhang zwischen dem Salzgehalte und den meteorologischen Verhältnissen

besteht, und daher eine Störung dieses Zusammenhanges manchmal einen Rückschluss auf die veranlassenden Ursachen gestattet.

278. Angesichts des immensen Druckes, welcher in den großen Tiefen auftritt, erscheint die Frage erlaubt, ob derselbe eine merkbare Compression des Seewassers hervorrufe. Nach Maurys Ansicht wäre in rund 1000 Faden (1829 M.) das Volumen des Seewassers schon um ein Procent vermindert. Die neuern, von Casella mittels der hydraulischen Presse durchgeführten Versuche ergaben für 2500 Faden (4572·5 M.) Tiefe eine Verminderung von kaum 2·5 Procent.

Die Compressibilität ist eine so geringe, dass sie gegenwärtig von der oceanographischen Forschung nur wenig berücksichtiget wird. — Die Erwärmung der unteren Wasserschichten durch sinkende Wassertheile mag einigermaßen durch den Umstand befördert werden, dass bei der Volumverringerung dieser Theile Wärme frei, und an die Umgebung übertragen wird.

Der Vorgang bei den Beobachtungen zur See.

279. Die Wasserproben, deren specifisches Gewicht zu finden ist, werden von der Oberfläche in einen gut gereinigten Kübel, aus der Tiefe aber mittels jener Instrumente geschöpft, welche im Abschnitte II beschrieben wurden.

Bei glatter oder leicht bewegter See genügt es, einen Glas-Cylinder mit dem gewonnenen Wasser zu füllen und dessen Temperatur und Dichte zu bestimmen, um die für die Eruirung des reducirten specifischen Gewichtes nothwendigen Daten zu erhalten. Hiebei ist es von Wichtigkeit, angesichts der ungünstigen Verhältnisse an Bord eines Schiffes, mit der Vornahme der Beobachtungen nicht zu säumen; doch aber muss so lange zugewartet werden, bis die, zumal bei Anwendung gewisser Schöpf-Apparate, in der Wasserprobe sich zeigenden Bläschen verschwunden sind. Dieselben hängen sich an das Aräometer an, vermehren dessen Schwimmkraft und führen so zu einem unrichtigen Resultate. Die Temperatur soll an einem, während der Aräometer-Beobachtung in den Cylinder befindlichen Thermometer wiederholt abgelesen werden. Wo dies unthunlich ist, wie beispielsweise bei Verwendung schmälerer Cylinder, ist das Thermometer vor und nach der in Rede stehenden Beobachtung einzutauchen und sobald der Quecksilber-Faden stationär geworden, die Ablesung vorzunehmen. Die so erhaltenen zwei Angaben sind zu gemitteln.

So lange die See nur leicht bewegt ist, kann man bei einiger Geschicklichkeit und Übung, sowie bei Anwendung ruhig schwimmender

und zweckentsprechend construirter Instrumente, wie etwa derjenigen, welche von der Deutschen Commission empfohlen sind, zu Resultaten gelangen, deren Maximal-Fehler die Summe der Ungenauigkeiten, welche in den Instrumenten und Reductions-Coefficienten begründet sind, nur selten überschreitet. Bei stärkerem Seegange wird es jedoch nöthig, entweder die Glas-Cylinder cardanisch zu suspendiren, oder aber die Wasserproben in wohlgereinigte und gut verschlossene Behälter (Flaschen) für die Untersuchung unter günstigeren Verhältnissen aufzubewahren.

Es dürfte sich, zumal wenn die Expedition nicht von langer Dauer ist und die Mittel es nicht gestatten an Bord eine geeignete Localität als Laboratorium einzurichten, empfehlen, die nothwendige Controle der mittels Aräometer gefundenen Resultate durch die Chlorbestimmung einem chemischen Cabinete zu überlassen. Dieser Controle ist aber jedenfalls die am Lande vorzunehmende Wag-Analyse vorzuziehen. Wird an Bord auf Chlor titrirt, so ist es gerathen, nach Tornoes Vorgange, vorbereitete Normallösungen mitzunehmen, um wiederholt seine Resultate prüfen zu können.

Die Fehlerbestimmungen der Aräometer werden am sichersten am Lande vorgenommen.[1]

Die graphische Behandlung des Beobachtungs-Materiales geschieht nach jenen Principien, welche im vorigen Kapitel rücksichtlich der Temperatur-Ergebnisse dargelegt wurden.

Das specifische Gewicht an der Oberfläche der Oceane.

280. Für die Erkenntnis der Vertheilung des specifischen Gewichtes an der Oberfläche steht ein weit größeres Beobachtungs-Materiale zu Gebote, als für jene der Vertheilung in der Tiefe. Die leichte Gewinnung der Wasserproben von der Oberfläche macht diese Thatsache erklärbar.

Zu den, mit Rücksicht auf das specifische Gewicht und den daraus abgeleiteten Salzgehalt, am besten erforschten größeren Seegebieten gehört der Atlantische Ocean. Wir geben in der angeschlossenen Taf. *E, a* — eine verjüngte Copie der dem „Atlas des Atlantischen

---

[1] Bezüglich genauer Fehlerbestimmungen bei Aräometer-Beobachtungen, sowie eines zweckmäßigen Vorganges an Bord beim Titriren auf Chlor, vgl. Tornoe: Der Norske Nordhavs Expedition; Chemi.

Oceans, herausgegeben von der Direction der Deutschen Seewarte" zugehörigen Karte, welche die Vertheilung des specifischen Gewichtes an der Oberfläche zur Anschauung bringt.[1] In dieser Darstellung mussten jedoch einzelne kleinere Meerestheile, welche nahe der Küste gelegen und dem Einflusse der Süßwasser-Zufuhr vom Lande her im hohen Maße ausgesetzt sind, uneinbezogen bleiben, weshalb sie ohne Farbenton erscheinen.

281. Aus diesem Kärtchen ist zu ersehen, dass das specifische Gewicht zwar im allgemeinen äquatorwärts zunimmt, dass aber das Gebiet der Maxima durch einen Gürtel geringeren specifischen Gewichtes am Gleicher in zwei Theile geschieden ist. Hiebei liegt auf der Nördlichen Hemisphäre das Concentrations-Gebiet der Linie ferner und ist auf derselben unter höheren Breiten das specifische Gewicht größer, als auf der Südlichen Halbkugel. Die älteren Beobachtungen von Lenz stimmen in dieser Beziehung mit den neuern Forschungen überein.

Das Gebiet höchsten specifischen Gewichtes auf der Nördlichen Halbkugel liegt zwischen 20 und 40° N. Br., das auf der Südlichen zwischen 10 und 23° S. Br. Innerhalb dieser Gürtel wächst im Nord-Atlantic, westlich von Madeira und den Canaren-Inseln, dann im Süd-Atlantic an zwei Stellen, u. zw. bei St. Helena und OSO von Bahia, die Dichte bis zu 1·0283 und 1·0285. In der Äquatorial-Zone sinkt sie im Mittel auf 1·0265 herab.

Bezüglich der Vertheilung des specifischen Gewichtes in ost-westlicher Richtung zeigt Taf. *E*, dass im Nordatlantischen Ocean, gleiche geographische Breiten berücksichtigt, durchwegs höhere Dichten an den Küsten Europas und Afrikas als an jenen Amerikas auftreten. Im Süd-Atlantic liegt unter niederen Breiten das Gebiet größerer specifischer Dichte näher den Westküsten, und erst etwa von 35° südwärts folgt der höhere Salzgehalt dem gleichen Zuge nach Osten, wie im Nord-Atlantic.

Aus den in der Originalkarte verzeichneten Mitteln, die sich auf Zonen von 5 Grad Breitenunterschied beziehen, ist zu entnehmen.

---

[1] Nach den „erläuternden Bemerkungen" zu dieser vorzüglichen Darstellung waren die von sehr verschiedenen Expeditionen stammenden Angaben nicht nach einer durchwegs constanten, sondern nur nach einer zwischen den Grenzen 15·0 und 17·5° schwankenden Temperatur reducirt. Wo es immer anging, wurden Mittelwerte benützt und vereinzelte Ablesungen nur dann aufgenommen, wenn sie eine wertvolle Grundlage für die Feststellung der Dichte in gewissen Meerestheilen bildeten.

dass die größte durchschnittliche Salinität im Nord-Atlantic (3·63%) zwischen 30 und 35°, im Süd-Atlantic dagegen (3·69%) zwischen 15 und 30° fällt. Das Gesammt-Mittel stellt sich für beide Hemisphären sehr nahe auf 3·55%.

282. Der größten Verdunstung und dem geringsten Niederschlage begegnen wir in den Passatgürteln, woselbst wir denn auch die Gebiete der größten Concentration antreffen.

Der Verlauf der Grenzen dieser Gürtel erklärt den früher erwähnten Umstand, dass das nördliche Gebiet größten Salzgehaltes dem Äquator ferner liegt als das südliche, sowie theilweise auch, dass sich das erstere den Küsten Afrikas und Europas anschmiegt. Bezüglich dieser Erscheinung sei noch darauf hingewiesen, dass der NO-Passat im Osten, wo er directe von sehr weiten Ländergebieten herweht, ganz besonders trocken ist, während die Strömungen das nach Westen versetzte concentrirtere Wasser von dort wieder entführen. Vielleicht sind es auch die großen amerikanischen Flüsse, deren Einwirkung bei dem beregten Phänomen zur Geltung kommt. — Für die Erscheinung aber, dass sich trotz der großen und vielen Ströme, welche das Brasilische Festland in den Ocean sendet, das südliche Gebiet hohen specifischen Gewichtes den amerikanischen Ufern zuneigt, sucht Buchanan die Erklärung in dem Umstande, dass die große Kraft des SO-Passates das salzreiche Wasser an den Küsten Brasiliens staut.

Die heftigen Regen in der Äquatorialen Calmenregion, die relativ zur Niederschlagsmenge geringe Verdunstung unter den mittleren Breiten, endlich das Schmelzwasser des Eises in der Nähe der Polarmeere bedingen ein geringeres specifisches Gewicht als die früher erwähnten Verhältnisse in der Passatzone.

Was die höheren Breiten anbelangt, muss bezüglich der geringeren Dichte im Süden darauf erinnert werden, dass im allgemeinen das Klima der Südlichen Halbkugel feuchter ist, als jenes der Nördlichen und dass auf der letztern der Golf-Strom eine bedeutende Menge salzreichen Wassers in hohe Breiten versetzt.

283. Soferne man endlich an einen Austausch, d. i. an eine Abgabe von Salz an die nachbarlichen Oceane, und an eine Aufnahme von diesen her, denkt, zeigt das Kärtchen, dass nach Westen, dem Stillen Oceane zu, nur Wasser von dem geringen specifischen Gewichte 1·0255 zu circuliren vermag, während bei der freieren Verbindung, nach dem Indischen Oceane hin, Wasser von 1·0270 bis 1·0275 abgegeben, beziehungsweise aufgenommen werden kann.

284. Im **Indischen** sowie im **Stillen Oceane** fand man an der Oberfläche niedrigere specifische Gewichte, als im Atlantic. Als Ursache hievon ist in erster Linie anzugeben, dass der Passat, vor Erreichung des letztgenannten Oceans über die ausgedehntesten Landmassen streicht und ihn daher in einem viel trockenern Zustande passirt, als die erstgenannten Weltmeere. Hiemit im Zusammenhange ist auch das von Wyv. Thomson angenommene Überwiegen des Niederschlages über die Verdunstung auf der „Wasser-Halbkugel".

Die Abnahme des specifischen Gewichtes von den Passatgürteln polwärts scheint auch hier aufzutreten.

Nach Buchanan ist ein Centrum, mit wenig über 1·0265 in der Mitte zwischen Madagascar und Australien; sowie ein kleineres in SO vom Caplande. (Vgl. Taf. *E*.)

Im Stillen Ocean befindet sich auf der Süd-Hemisphäre, also wo der Passat ausgiebiger ist, ein Concentrations-Gebiet zwischen 10—23° S. Br. und 100—150° W. Lg. Daselbst ergab sich (rund um die „Gesellschafts-Inseln) 1·02719. Auf der Nord-Hemisphäre fand man Zahlen zwischen 1·02644 (unter 30° 22′ N.Br.) und 1·02585 (nahe dem Äquator, 7° 26′ N. Br.)

In der Inselwelt, südöstlich vom Asiatischen Continente, bedingt das sehr feuchte Klima nur 1·0250 bis 1·0255, und zwar abhängig von dem Vorherrschen des einen oder des anderen Monsuns.

285. Die **Polarmeere** anbelangend, geben H. Mohn und H. Tornøe für die Gewässer, zwischen Norwegen, Nowaja-Semlja und Spitzbergen einerseits und den Shetlands-Inseln, den Faröer und Island anderseits (d. i. für das Nordmeer) als höchstes specifisches Gewicht an der Oberfläche 1·0270. Dasselbe zeigte sich etwa auf der Linie Faröer-Sogne-Fjord. Die Gewässer an den Küsten und in den Regionen des Eises sind salzärmer u. z. trifft man sowohl unter den Norwegischen Gestaden als auch zwischen Jan-Mayen und Spitzbergen 1·0258 und darunter. In der Dänemark-Straße zwischen Island und Grönland fand die II. Deutsche Polar-Expedition ein etwas niedrigeres specifisches Gewicht.[1]

---

[1] Dass das salzarme, aber kalte Polarwasser absolut genommen dichter ist, als das Wasser der niederen Breiten, wurde bereits eingangs (Allgemeine Beziehungen) hervorgehoben. In der Regel ist das erstere auch schwerer als das salzhältige, nordwärts fließende Golfstrom-Wasser, welches in Folge dessen, oben schwimmt. Doch wurde auch bereits das Umgekehrte, u. zw. in der Nähe vom schmelzenden Eise beobachtet, woselbst der Salzgehalt des Polarwassers noch weiter verringert wird.

Dem antarktischen Gebiete näherte sich Challenger auf seiner Fahrt „Capstadt-Melbourne" bis zu 65° 42' S. Br. Es zeigte sich daselbst 1·02408 an der Oberfläche.

Das Specifische Gewicht in der Tiefe der Oceane.

286. Im verticalen Sinne nimmt im allgemeinen das auf die Normal-Temperatur reducirte specifische Gewicht gegen die Tiefe hin bis zu 800 oder 1000 Fd. (1463—1829 M.) ab, von dort aber gegen den Meeresboden hin, zu;[1] doch ist diese Erscheinung in verschiedenen Meeresgebieten und namentlich unter verschiedenen geographischen Breiten nicht unwesentlichen Änderungen unterworfen. Es muss auch berücksichtiget werden, dass die, für die Beurtheilung der in Frage stehenden Vertheilung, bis nun zur Verfügung stehenden Daten sich immer noch auf ein bescheidenes Maß beschränken. Ist deren Anzahl auch für den Atlantischen und Stillen Ocean nicht ganz unerheblich, so reicht anderseits das in den indischen und antarktischen Gewässern gesammelte Beobachtungs-Materiale nicht aus, um einen endgültigen Schluss auf die verticale Vertheilung des specifischen Gewichtes zuzulassen.

287. Folgende allgemeine Anhaltspunkte mögen die Übersicht erleichtern, doch dürften die gegebenen Zahlen, je nach der Örtlichkeit, Schwankungen erfahren:

a) Die Erscheinung, dass in 800—1000 Fd. (1463—1829 M.) das niederste specifische Gewicht auftritt wurde am ausgeprägtesten im Nord-Atlantic und im Süd-Pacific gefunden. In der Passatzone ist das Maximum der Dichte stets an der Oberfläche selbst: in der Calmenzone aber in 90 bis 270 M.

b) Im Nordatlantischen Ocean kann für die Tiefe als niederstes specifisches Gewicht im Mittel 1·0260, für das Wasser am Meeresgrunde aber, u. z. für 2000—4000 Fd. (3600—7200 M.) 1·0262 und 1·0263 angenommen werden.

c) Im Südatlantischen Ocean fand man in 1000 Fd. (1829 M.) 1·0255, am Grunde 1·0257;

d) Im Stillen Ocean zwischen 40° N.Br. und 40° S.Br. in 1000 Fd. (1829 M.) 1·0253, am Grunde 1·0259.

e) Das mittlere specifische Gewicht der gesammten Wassermasse ist im Pacific auf der Nördlichen Hemisphäre kleiner ist als auf der Südlichen, während im Atlantic die verkehrte Erscheinung auftritt.

---

[1] Nach Buchanan.

288. Die höchste Dichte überhaupt ist dem Wasser des Nord-Atlantic eigen. Ansehnliche Gebiete relativ hoher Salinität nahe dem Grunde, vielleicht erzeugt durch Tiefenströme aus dem Mittelländischen, beziehungsweise dem Rothen Meere, finden sich im Atlantischen und Indischen Oceane. „Gazelle" observirte bei Mauritius für das Grundwasser 1·02682, d. i. mehr als für die Oberfläche (1·02624).

Bezüglich des letzteren Oceans beschränken wir uns darauf noch anzuführen, dass v. Schleinitz in seiner Discussion der in den größeren Tiefen dieses Meeres gefundenen specifischen Gewichte, das Nebeneinanderbestehen von Salzgehalten verschiedener Größe und von Wasser verschiedener Provenienz nachwies, sowie dass die Messungen der Challenger-Expedition, auf dem Wege vom Cap der guten Hoffnung nach Melbourne am Grunde Dichten von 1·0251 bis 1·0264 ergaben.

289. Außer den soeben erwähnten Beobachtungen des Challenger, welche übrigens nur nahe am antarktischen Gebiete angestellt wurden, haben wir für die Polar-Meere eingehende Untersuchungen nur von der Arktischen Zone.

H. Mohn und H. Tornøe kamen zu dem Resultate, dass im Nordmeere die Vertheilung des specifischen Gewichtes am Grunde mit jener an der Oberfläche nur theilweise correspondirt.

Im Nordosten der Faroer-Shetlands-Rinne ergab sich am Grunde in einem kleinen Bereich 1·0272—1·0274. — Sieht man von diesem und den seichten Küsten-Gewässern, mit geringen specifischen Gewichten ab, so findet man im südlichen Theile, bis zu einer Linie Island-Lofoten 1·0265—1·0269. Das Gebiet dieser Grenzwerte umfasst übrigens noch eine bedeutende Fläche im Nordwesten und Norden von Norwegen, mit einer zungenförmigen Abzweigung bis unter die Westküste von Spitzbergen, sowie auch ferner eine zwischen Jan-Mayen und den Lofoten situirte Region, welche inselartig von Wasser mit niedrigerm specifischem Gewichte (unter 1·0265) umschlossen ist. Das ganze Gebiet zeigt sowohl an der Oberfläche wie auch in den ihr zunächst liegenden Schichten den Einfluss eines atlantischen Warmwasser-Stromes.

Reducirt man die daselbst erhaltenen Ablesungen nicht nur auf die Normal-, sondern auch auf die See-Temperatur und auf den Druck von einer Atmosphäre, so erhält man nach H. Tornøe die in der nachfolgenden Tabelle zusammengestellten Resultate:

Tiefen-Intervalle		Mittleres specifisches Gewicht reducirt auf 17·5° C.	Mittleres specifisches Gewicht reducirt auf die See-Temperatur
Englische Faden	Meter		
9	0	1·0268	1·02688
0— 300	0— 549	1·0266	1·02782
300— 600	549—1097	1·0267	1·02812
600—1000	1097—1829	1·0266	1·02802
1000—1500	1829—2743	1·0266	1·02800
unter 1500	unter 2743	1·0266	1·02800

Die zweite Deutsche Nordpol-Expedition hat nachgewiesen, dass das specifische Gewicht des in dem Nördlichen Eismeere bis zum Boden reichenden Polarstromes sehr schnell nach unten hin zunimmt.[1]

Das specifische Gewicht in den Nebenmeeren.

300. So einfach, im Verhältnisse zu den colossalen Flächenausdehnungen, sich die eben besprochene Vertheilung des specifischen Gewichtes in den Oceanen herausstellt, — so complicirt erscheint sie in den meisten der kleineren, von den Hauptmeeren mehr oder minder abgeschlossenen Gebieten.

Wir werden uns darauf beschränken, — neben kurzer Erwähnung der wichtigsten, bis nun gewonnenen Angaben von jenen Meeren, welche eine eingehendere Durchforschung noch entbehren, — im besondern gewisse Theile des Mittelmeeres, dann die Ost- und Nord-See etwas ausführlicher zu besprechen, da das zu Gebote stehende, erst in neuerer Zeit gesammelte Beobachtungs-Material dies ermöglicht.

301. Zu den Gebieten von relativ sehr hohem Salzgehalte gehört das Rothe Meer. — Da die Verdunstung in diesem vom Landfesten nahezu eingeschlossenen Meeresarme eine sehr bedeutende ist und der

[1] Vgl. die zweite Deutsche Nordpolfahrt in den Jahren 1869 und 1870 unter Führung des Capitän Koldwey, 1874 Leipzig; — dann „Die Norwegische Nordmeer-Expedition von H. Mohn. Geograph. Mittheilungen. 1878. XI.“

von frischen Winden entführte Wasserdampf weder durch Niederschlag, noch durch Zuflüsse vom Lande her ersetzt wird, ist die Durchsalzung leicht erklärbar. Das specifische Gewicht ist im Norden bei Suez am größten und beträgt bei 20° C. 1·035, nimmt nach Süden zu ab und erreicht in Bab-el-Mandeb bei 25·7° C. nur mehr 1·026 (auf 17·5° C. reducirt etwa 1·0368 und 1·0300).[1] Auch die Untersuchungen von C. Schmidt[2] ergaben hohe specifische Gewichte, 1·0295 bis 1·0302, einem Salzgehalte von 3·90 bis 3·99% entsprechend.

Derselbe Autor fand beim Wasser im Canale von Suez (bei Ismaila) 1·0389 (5·10% Salz), somit mehr als bei jenem im Rothen Meere selbst.

Die Salinität des Schwarzen Meeres beträgt nicht viel über 1½%, jene des Azowischen Meeres noch etwas weniger, jene des Marmara-Meeres aber namhaft mehr.

Etwas höhere aber immer noch kleine specifische Gewichte fand C. Schmidt für das Weiße Meer, und zwar 1·020 bis 1·023 (2·60—2·97%). — Für das Südchinesische Meer constatirte er 1·0241 (3·21%), für das Wasser in der Straße von Malakka nur 1·021 (2·80%). Geringe Salzgehalte fand man schließlich im Japanischen, Ochotzkischen und Gelben Meere (im letzteren 3·22%).[3]

302. Das Mittelmeer hat bis nun, soferne man das Gesammtgebiet mit Rücksicht auf die physikalischen Verhältnisse im Auge hat, noch keine gründliche Durchforschung in allen seinen Theilen erfahren. Wir sind deshalb auch in Bezug auf das specifische Gewicht und den aus demselben abzuleitenden Salzgehalten auf mehr vereinzelte Angaben gewiesen, welche ein endgültiges Urtheil über die Details der Vertheilung noch nicht zulassen.

Es kann übrigens ausgesprochen werden:

a) dass dieses Meer zu jenen Gebieten gehört, welchen ein relativ hohes specifisches Gewicht zukommt,

b) dass die Dichte in den einzelnen Becken, von Westen nach Osten hin in der Regel zunimmt, und

---

[1] Vgl. W. Kropp, k. k. Corvetten-Capitän. Beiträge zur Physikalischen Geographie des Rothen Meeres. 1872.

[2] Hydrologische Untersuchungen von Prof. Dr. Carl Schmidt in Dorpat. Tom. IX, 3./15. 1877.

[3] Vrgl. hier und a. a. O., Gustav Leipoldt, Physische Erdkunde, nach Oscar Peschel, Leipzig 1880, II.

c) dass im großen und ganzen, gewisse Gebiete ausgenommen, das specifische Gewicht mit der Meerestiefe wächst, — das Grundwasser somit den höchsten Salzgehalt besitzt.

Als Ursachen dieser Erscheinungen müssen vor allem die starke Verdunstung, der geringe Regenfall, die verhältnismäßig wenig zahlreichen Süßwasser-Zuflüsse und endlich die enge Communication mit den Gewässern des Atlantischen Oceans hingestellt werden.

Die an Bord des französischen Avisos „Travailleur, Kapitän E. Richard" unter der Leitung von A. und H. Milne Edwards im Jahre 1881, u. z. während der Monate Juli und August, im westlichen Becken des Mittelmeeres, durchgeführten oceanographischen Untersuchungen führten zu den folgenden Ergebnissen, welche in der nachfolgenden Tabelle derart angeordnet sind, dass sie auch einen Vergleich mit den specifischen Gewichten des Atlantic zulassen.[1]

Mittelmeer				
Datum 1881.	Ort		Tiefe in M.	Specifisches Gewicht reducirt auf 15° C.
	N. Br.	O. Lg.		
5. Juli	42° 52′	5° 17′	0	1·02875
	Südlich von Marseille		600	1·02926
			1000	1·02953
7. Juli	bei Nizza		300	1·02912
			600	1·02955
12. Juli	Südlich von Villafranca		600	1·02964
			1200	1·02948
			1800	1·02972
			2400	1·02896

[1] Vgl. Annalen der Hydrographie, 1882, IX, welchem Hefte diese Tabelle entnommen ist. Die Dichten wurden von Bouquet de la Grye bestimmt.

Mittelmeer und Atlantic				
Datum 1881.	Ort		Tiefe in M.	Specifisches Gewicht reducirt auf 15° C.
	N. Br.	W. Lg.		
26. Juli	35° 33′	2° 52′	200	1·02855
			400	1·02894
7. August	39° 33′	9° 45′	1500	1·02795
17. August	Mitten im Meerbusen von Biscaya		Oberfläche	1·02718
			500	1·02743
			1000	1·02752
			1500	1·02752
			2000	1·02756

Aus diesen Angaben lässt sich immerhin entnehmen, dass das specifische Gewicht des Mittelmeer-Wassers ein bedeutend höheres ist als jenes im Atlantic, sowie, dass dasselbe im allgemeinen nach Osten hin zunimmt und mit der Tiefe wächst. Soferne man diese jüngst gefundenen Beträge mit den Angaben vergleicht, welche Forchhammer für den Salzgehalt des westlichen Mittelmeeres angibt, stellt sich eine genügende Übereinstimmung heraus.

Im Ostbecken des Mittelmeeres ist nach Forchhammer das specifische Gewicht, beziehungsweise der Salzgehalt, zwischen Candia und Afrika 3·93°/₀ (bei 17·5° C. etwa 1·0300); bei Malta aber und zwischen dieser Insel und Griechenland bedeutend geringer, u. z. 3·80 bis 3·85°/₀ (bei 17·5° C. etwa 1·0290 bis 1·0294). Für das Sicilisch-Jonische Meer ergaben die Untersuchungen der „Hertha“ im Sommer 1880 eine Zunahme des specifischen Gewichtes gegen Osten. Es wurden gefunden: bei Syracus (am Cap Murro di Porco) 1·0288 bis 1·0291, in der Mitte zwischen Sicilien und Griechenland 1·0290 bis 1·0294, endlich bei

Zante 1·0292 bis 1·0295 (Reducirt auf 17·5° C.). Desgleichen zeigte es sich, dass das specifische Gewicht im allgemeinen von der Oberfläche zur Tiefe wächst. Eine Ausnahme von dieser Regel findet nur dort statt. wo, wie an der Küste Siciliens süsse Grundquellen das Tiefenwasser beeinflussen. Das höchste specifische Gewicht überhaupt ergab sich mit 1·0295, einem Salzgehalt von 3·86°/₀ entsprechend, in den Gewässern von St. Maura und Kephalonia.

303. Bezüglich der Vertheilung des specifischen Gewichtes und des Salzgehaltes in der Adria, führten die schon im Kapitel *B* (See-Temperatur) angezogenen Untersuchungen zu folgenden Ergebnissen:

a) Im allgemeinen nimmt während des Sommers das specifische Gewicht von NW gegen SO hin zu; ferner ist es in den höheren Partien. unter Italien geringer als unter der Gegenküste.

b) Die Dichte wächst im großen ganzen von der Oberfläche nach der Tiefe und ist, abgesehen von einem Gebiete, welches zwischen den östlichen Gestaden und einer Linie „Lissa-Cap Promontore“ liegt, nahe dem Grunde am höchsten.

In diesem Gebiete tritt die Erscheinung auf, dass kalte Süßwasser-Quellen am Meeresgrunde münden. wodurch der Salzgehalt und die Temperatur der unteren Schichten bedeutend herabgedrückt wird. Trifft man zufällig Stellen, an welchen ein besonders reger Zufluss stattfindet, so weist das specifische Gewicht dem Grunde zu einen bedeutenden Rücksprung auf.

Die nachfolgende Tabelle enthält einige Resultate der Hertha- und Deli-Expeditionen, welche geeignet sein dürften das Gesagte zu erläutern.

Expedition	Zeit	Position	Tiefe in M.	Specifisches Gewicht reducirt auf 17°5 C.
Hertha-Expedition 1880	21. Juli 7ʰ 40ᵐ p. m.	44° 47′ N. 14° 9′ O. (bei Skarda)	0	1·0287
			5	289
			20	291
			67 (Grund)	288

Expedition	Zeit	Position	Tiefe in M.	Specifisches Gewicht reducirt auf 17°5 C.
Hertha-Expedition 1880	22. Juli 10ʰ 5ᵐ a. m.	45° 55′ N. 16° 8′ O. (Südlich von Lissa)	0 5 20 125 (Grund)	1·0289 291 293 293
	23. Juli 3ʰ 0ᵐ p. m.	40° 16′ N. 19° 14′ O. (bei Cap Linguetta)	0 5 20 540 (Grund)	1·0291 292 292 293
	27. Juli 6ʰ 30ᵐ a. m.	39° 53′ N. 19° 47′ O. (bei Merlera)	0 5 20 68 (Grund)	1·0291 291 292 294
Deli-Expedition 1876	11. August 2ʰ 40ᵐ p. m.	etwa 32 nautische Meilen südöstlich von Ancona	0 19 36 (Grund)	1·0270 277 291
	24. August 3ʰ 25ᵐ p. m.	bei Sebenico	0 19 45·5 (Grund)	1·0291 289 293
Deli-Expedition 1875	27. August 12ʰ 25ᵐ p. m.	bei Zengg	0 19 74 (Grund)	1·0284 293 288

Schon eingangs wurde betont, dass die Vertheilung des auf die Normal-Temperatur reducirten specifischen Gewichtes es häufig gestattet, einen Schluss auf das Vorhandensein von Strömungen zu ziehen.

Im Adriatischen Meere finden wir im Hochsommer an der Apulischen Küste einen relativ niedrigen Salzgehalt, wenngleich diese Küste einen nur unbedeutenden Süßwasser-Zufluss liefert, da sie einer Region angehört, welche in der angedeuteten Jahreszeit sehr arm an Niederschlägen ist. An der Albanischen Küste, deren Hinterland mehr Regen empfängt, tritt der Süßwasser-Zufluss weit mächtiger auf. Trotzdem finden wir das Wasser hier salzreicher als unter Apulien, ja wir finden es so salzig wie im äußeren Mittelmeere selbst. Das angesüßte Wasser im Westen muss somit von einer anderen Gegend herstammen. Thatsächlich besteht nun im nördlichen Theile der Adria ein Gebiet mit sehr reichen Süßwasser-Zuflüssen — nämlich jenes an der Po-Ebene, woselbst sich aber die Salinität nur wenig niederer als unter Apulien zeigt. Dass nun wirklich das Wasser von den Venetianischen Gestaden, längs der Ostküste Italiens, bis unter Apulien setzt, ist leicht durch die Resultate einiger Beobachtungen zu erhärten, welche an geeigneter Stelle eingeschaltet, den successiven Übergang der Erscheinungen von NW gegen SO hin aufklären.

An der Albanisch-Dalmatinischen Küste zieht anderseits das schwere, aus dem Mittelmeer stammende Wasser, sich langsam versüßend, gegen NW, jedoch nicht, ohne südlich von Lissa und südlich von Istrien, gegen die Italienische Küste abbiegend, Zweigströmungen zu entsenden, deren Vereinigung mit dem dortigen Küstenstrome sich sofort durch eine stellenweise Erhöhung des specifischen Gewichtes zu erkennen gibt.

304. Es ist ein Haupt-Verdienst der Commission zur Erforschung der Deutschen Meere, dass man in der Lage ist, über die Vertheilung des specifischen Gewichtes in der Ost- und Nord-See ein genaueres Bild entwerfen zu können.

Das Wasser der Ost-See ist von geringer Salinität. In den Gebieten, welche der Nord-See ferner liegen, wird es nahezu trinkbar. Die Beobachtungen ergaben:

a) Die Schwere und der Salzgehalt des Wassers in der Ost-See nimmt von Westen nach Osten ab, und zwar so, dass etwa bei Rügen das stärkere Eindringen des schweren Wassers in der Tiefe aufhört.

---

[1] Vgl. Gemeinfaßliche Mittheilungen aus den Untersuchungen der Commission zur wissenschaftlichen Untersuchung der deutschen Meere, Kiel, 1880; — speciell die Ausführungen von Prof. Dr. G. Karsten, welche hier wörtlich gegeben sind.

b) Das Oberflächen-Wasser ist stets leichter und salzärmer als das Tiefenwasser; der Unterschied zwischen beiden nimmt ebenfalls von Westen nach Osten ab.

c) Das Wasser ist im Herbst und Winter durchschnittlich schwerer und salzreicher als im Frühling und Sommer; auch dieser Unterschied vermindert sich von Westen nach Osten.

d) Die Schwankungen des specifischen Gewichtes und des Salzreichthums, d. h. die Unterschiede zwischen den zeitweilig vorkommenden Verschiedenheiten des Wassers, sind gleichfalls im Westen viel bedeutender als im Osten.

Die nachfolgende tabellarische Zusammenstellung, entnommen den Stations-Beobachtungen an der Ost-See möge zur Erläuterung der in den obigen vier Punkten gegebenen Zusammenfassung dienen und gleichzeitig durch die in derselben enthaltenen Zahlenangaben ein Vergleich mit den Werten des specifischen Gewichtes in andern Meeresgebieten ermöglicht werden.

		Jahr	Frühling	Sommer	Herbst	Winter	Größter Wert	Kleinster Wert
Sonderburg								
Oberflächenwasser	Sp. Gew.	1·0131	1·0122	1·0123	1·0139	1·0138	1·0214	1·0100
	Proc. Salz	1·72	1·60	1·61	1·82	1·81	2·80	1·31
Tiefenwasser	Sp. Gew.	1·0141	1·0137	1·0136	1·0146	1·0144	1·0233	1·0108
	Proc. Salz	1·85	1·79	1·78	1·91	1·89	3·05	1·41
Kiel								
Oberflächenwasser	Sp. Gew.	1·0124	1·0115	1·0117	1·0137	1·0117	1·0201	1·0043
	Proc. Salz	1·62	1·51	1·53	1·79	1·66	2·63	0·56
Tiefenwasser	Sp. Gew.	1·0146	1·0147	1·0144	1·0147	1·0152	1·0220	1.0115
	Proc. Salz	1·91	1·93	1·89	1·93	1·99	2·88	1·51
Warnemünde								
Oberflächenwasser	Sp. Gew.	1·0089	1·0085	1·0082	1·0095	1·0095	1·0132	1·0060
Tiefenwasser	Proc. Salz	1·17	1·11	1·07	1·24	1·24	1·73	0·79
Oberflächenwasser	Sp. Gew.	1·0103	1·0102	1·0093	1·0107	1·0109	1·0146	1·0068
Tiefenwasser	Proc. Salz	1·35	1·34	1·22	1·40	1·43	1·91	0·89

		Jahr	Frühling	Sommer	Herbst	Winter	Größter Wert	Kleinster Wert
Lohme auf Rügen								
Oberflächenwasser	Sp. Gew.	1·0071	1·0071	1·0068	1·0070	1·0077	1·0104	1·0032
	Proc. Salz	0·93	0·93	0·89	0·92	1·01	1·36	0·42
Tiefenwasser	Sp. Gew.	1·0075	1·0073	1·0072	1·0073	1·0081	1·0112	1·0050
	Proc. Salz	0·98	0·96	0·94	0·96	1·06	1·47	0·66
Hela								
Oberflächenwasser	Sp. Gew.	1·0057	1·0055	1·0058	1·0056	1·0058	1·0066	1·0014
	Proc. Salz	0·75	0·72	0·76	0·73	0·76	0·86	0·18
Tiefenwasser	Sp. Gew.	1·0058	1·0057	1·0059	1·0058	1·0059	1·0068	1·0014
	Proc. Salz	0·76	0·75	0·77	0·76	0·77	0·89	0·18

Bezüglich der Ursachen, welche den gegebenen Verhältnissen zu Grunde liegen, erhalten wir die folgenden Aufschlüsse:

„Die Ost-See ist ein sehr seichtes Meer. Abgesehen von den größeren Tiefen östlich und südöstlich von Gotland kommen selten erheblichere Tiefen als 100 M. vor. Die drei Verbindungswege zur Nord-See, der Sund und die beiden Belte sind flach.

Große, wasserreiche Ströme ergießen sich in die Ost-See, das Regen- und Schneewasser aus einem etwa 3mal so großen Landgebiete dem Meere zuführend, als dies bei der Nord-See der Fall ist. Da bei dem Zusammentreffen zweier Wassermassen von verschiedener Schwere, die schwerere, die tiefere Stelle einzunehmen sucht, so wird das schwerere Wasser aus dem Kattegat als Unterstrom in die Ost-See treten, das leichtere Ostsee-Wasser als Oberstrom in den Kattegat fließen. Wegen der großen Menge des der Ost-See zufließenden süßen Wassers (besonders im Frühjahr nach dem Schmelzen von Eis und Schnee und im Sommer nach den heftigen Sommerregen) ist der ausfließende Oberstrom viel häufiger und mächtiger als der einfließende Unterstrom.

Daher nimmt der Salzgehalt der Ost-See von Westen nach Osten ab, aber nicht gleichmäßig, sondern theils durch die Winde beeinflusst, bald schneller bald langsamer, theils von der Form des

Meeresgrundes abhängig, nach der einen Richtung schneller als nach der andern.

Anhaltende Ostwinde befördern das Auslaufen des Ostsee-Wassers; der salzarme Oberstrom wird in dem Sund und den Belten stärker, das salzreichere Kattegat-Wasser wird zurückgedrängt; umgekehrt stauen anhaltende Westwinde das Wasser nach Osten auf und befördern das Eindringen des salzreichen Wassers.

Das Vordringen des letzteren von Westen nach Osten ist aber wegen der Bodenform verschieden. An den Deutschen Küsten im Westen kann das schwere Wasser tief in die Fährden eindringen. Dagegen trifft der durch Sund und Großen Belt eindringende Unterstrom zwischen Rügen und Bornholm die großen Untiefen der Rönnebank und Oderbank, so dass er über diese Linie nur mit geringer Stärke vordringt und daher der Salzgehalt der Ost-See an den Deutschen Küsten sehr schnell abnimmt. Zwischen Bornholm und der Schwedischen Küste sind größere Tiefen und erklärt es sich hieraus, wenn das schwerere Wasser auf diesem Wege weiter nach Osten vordringen kann, so dass im Finnländischen Meer salzreicheres Wasser vorkommt als in der Danziger Bucht oder bei Memel."

305. Die Vertheilung des Salzgehaltes in der Nord-See bietet wesentlich verschiedene Erscheinungen, als jene in der Ost-See. Doch spielen auch hier die Tiefen, dann weiter aber die Verbindungen dieses Meeres mit den Gewässern des Oceans einerseits, und mit jenen der salzarmen Ost-See anderseits, eine hervorragende Rolle.

Während der südlichste Theil der Nord-See bloß Tiefen bis etwa 35 M. besitzt, und nur durch den englischen Canal mit dem Ocean communicirt, zeigt der nördlichste Abschnitt ganz bedeutende Bodensenkungen und steht mit den nordatlantischen Gewässern in vollkommen freier Verbindung. Der mittlere Theil bildet in seinen bis 100 M. gehenden Tiefen den Übergang.

Das Nordsee-Wasser vermischt sich an der nördlichen Grenze in ungehemmter Weise mit jenem des Atlantic. Während hiedurch der Salzgehalt vergrößert wird, vermindert sich derselbe durch die Aufnahme des salzarmen Ostsee-Wassers und durch die Wirkung der einmündenden bedeutenden Ströme. Die Ergebnisse dieser verschiedenen Verhältnisse gestalten sich nun folgendermaßen:

a) Der Salzgehalt der Nord-See ist am geringsten an den Deutschen und Dänischen Küsten, u. z. in Folge des Einflusses der zahlreichen Süßwasser-Flüsse und des aufgenommenen salzarmen

Ostsee-Wassers, — wächst aber in dem Maße als diese Einflüsse sich vermindern, d. i. nach Norden und Nordwesten hin.

b) Die Vertheilung des Salzgehaltes ist aber, im Vergleiche mit jener in der Ost-See, dennoch eine weit gleichmäßigere im Verlaufe des Jahres. Hiezu trägt insbesondere die Durchmischung der Schichten in Folge der bedeutenden Ebbe und Flut bei. Zeitweise, durch reichlichere Süßwasser-Zuflüsse auftretende größere Schwankungen machen sich wohl an der Oberfläche geltend, treffen aber nicht das Tiefenwasser.

Wie für die Ost-See geben wir auch für die Nord-See eine tabellarische Zusammenstellung, der specifischen Gewichte und der Salzgehalte für einige Stationen, entnommen der früher angezogenen Arbeit von Dr. G. Karsten.

		Jahr	Frühling	Sommer	Herbst	Winter	Größter Wert	Kleinster Wert
List auf Sylt								
Oberflächenwasser	Specifisch. Gewicht	1·0235	1·0231	1·0247	1·0235	1·0227	1·0263	1·0208
	Salzgehalt in %	3·08	3·03	3·24	3·08	2·97	3·45	2·72
Tiefenwasser	Specifisch. Gewicht	1·0238	1·0234	1·0249	1·0237	1·0230	1·0266	1·0215
	Salzgehalt in %	3·12	3·07	3·20	3·13	3·01	3·48	2.82
Wilhelmshafen								
Oberflächenwasser	Specifisch. Gewicht	1·0249	1·0247	1·0251	1·0249	1·0247	1·0271	1·0203
	Salzgehalt in %	3·26	3 24	3·29	3·26	3·24	3·55	2 66
Tiefenwasser	Specifisch. Gewicht	1·0250	1·0247	1·0252	1·0251	1·0249	1·0272	1·0205
	Salzgehalt in %	3·28	3·24	3·30	3·29	3·26	3·55	2·69
Helgoland								
Oberflächenwasser	Specifisch. Gewicht	1·0255	1·0251	1·0249	1·0260	1·0261	1·0279	1·0188
	Salzgehalt in %	3·34	3·29	3·26	3·41	3·42	3·65	2·46
Tiefenwasser	Specifisch. Gewicht	1·0256	1·0254	1·0249	1·0261	1·0261	1·0280	1·0215
	Salzgehalt in %	3·35	3·33	3·26	3·42	3·42	3·67	2·82

		Jahr	Frühling	Sommer	Herbst	Winter	Größter Wert	Kleinster Wert
Weser Außenleuchtschiff.								
Oberflächenwasser	Specifisch. Gewicht	1·0256	1·0253	1·0250	1·0256	1·0264	1·0271	1·0203
	Salzgehalt in %	3·35	3·31	3·28	3·35	3·46	3·55	2·66
Tiefenwasser	Specifisch. Gewicht	1·0256	1·0253	1·0250	1·0256	1·0264	1·0272	1·0205
	Salzgehalt in %	3·35	3·31	3·28	3·35	3·46	3·56	2·69

E. Die Durchsichtigkeit und die Farbe der Meere.

Die Durchsichtigkeit.

306. In den Werken Alexander v. Humboldts, Aragos und Maurys finden wir an verschiedenen Stellen Angaben und Erwägungen über die Durchsichtigkeit und die Farbe der Gewässer, Wyville Thomson betonte die Wichtigkeit des Studiums dieser Eigenschaften für die Absichten der biologischen Tiefen-Forschung; — dennoch aber verfügen wir noch immer nicht über Beobachtungs-Material in dem gewünschten Ausmaße.

307. Nach den bisher gemachten Erfahrungen ist es als erwiesen zu betrachten, dass sich die Durchsichtigkeit des Meeres sowohl von Ort zu Ort, als auch von Zeit zu Zeit ändert. Hiebei dürfte es im allgemeinen zutreffen, dass mit der Temperatur und dem Salzgehalte auch die Durchsichtigkeit wächst und zwar in einigen tropischen Gegenden bis zu einem sehr hohen Grade. Schon Columbus rühmt die Diaphanie des Antillen-Meeres und bei Mindoro sollen die Fischer im Stande sein, die Korallen noch ganz deutlich in Tiefen von 40 bis 50 Meter zu erkennen. Anderseits aber erzählen die Seefahrer von einer bedeutenden Durchsichtigkeit der Meere in polaren Gebieten, wie beispielsweise Kapitän Hood von jener der Gewässer bei Nowaja-Semlja. Es muss daher angenommen werden, dass zu den oben erwähnten Momenten noch ein weiteres, etwa die Art und Menge der organischen

Beimischung hinzutritt.[1] Dies würde auch die Abhängigkeit von der Jahreszeit erklären und zwar im besondern die oft behauptete Erscheinung, dass das Wasser im Frühjahre durchsichtiger ist, als im Sommer.

Die Thatsache, dass nahe der Küste oder über Untiefen das Meer an Diaphanie verliert, wird dem Umstande zugeschrieben, dass in diesen Örtlichkeiten mehr Schlammtheilchen dem Wasser beigemengt sind, als in freier See. Dieselben mögen entweder von den einmündenden Flüssen herrühren, oder durch die Brandung vom Lande abgeschwemmt, oder aber durch den Seegang vom Grunde aufgewühlt werden. Dass dieses letztere auch bei ansehnlichen Tiefen stattfindet, hat Cialdi sehr ausführlich beleuchtet. Hiebei betonte er speciell, dass der Bereich weniger transparenten Wassers längs der Küste um so weiter gegen die hohe See rückt, je stürmischer die vorhergegangenen Tage gewesen sind.

308. Zur schärferen Beurtheilung der Durchsichtigkeit des Seewassers pflegt man in der Regel weiße, manchmal aber auch farbige Scheiben soweit zu versenken, bis sie dem Auge des Beobachters entschwinden. Hiebei ist es gut, sowohl die Tiefe, in welcher die Scheibe gerade noch gesehen wird, als auch diejenige, in welcher sie eben verschwunden ist, zu notiren, und beide Angaben, welche bei sorgfältiger Beobachtung um höchstens $^1/_2$ Meter differiren, arithmetisch zu mitteln.

309. Die zu versenkenden Scheiben können zweckentsprechend aus Metallblech hergestellt und ihre Oberflächen entweder blank gehalten oder mit Ölfarbe überzogen werden. Mehrfach verwendet erscheinen auch Porzellanscheiben oder Teller aus Majolica, welche den namhaften Vortheil gewähren, dass die Beschaffenheit ihrer Oberflächen trotz der ungünstigen Verhältnisse an Bord, kaum nennenswerte Veränderungen erleidet. Commendatore Cialdi und der berühmte Physiker und Astronom P. A. Secchi benützten bei ihren, 1865 an Bord der päpstlichen Dampfcorvette „L'Immacolata Concezione“ in den Gewässern von Civitavecchia durchgeführten Versuchen[2], neben Scheiben der eben angegebenen Art, auch solche, welche aus geeignet construirten Gerippen und Überspannungen aus weiß gefirnisstem Segeltuche bestanden. Die vergleichenden Versuche ergaben, dass die ersteren Scheiben besser

---

[1] Dr. Joh. Kayser: Physik des Meeres.

[2] „Comptes rendus de l'Academie des sciences“, Juillet, 1865, 3 und „Sul moto ondoso del mare e su le correnti di esso; pel Comm. Alessandro Cialdi, Roma, 1866, 2. ed.

reflectirende Flächen aufweisen und, bei gleichem Durchmesser im Mittel erst in einer um $^1/_{10}$ größeren Tiefe verschwinden als die letzteren (32·2 M. gegen 29·0 M.); wogegen die später angeführten den bedeutenden Vortheil gewähren, dass ihre Construction und Verwendung auch bei größeren Dimensionen möglich ist.

Die Durchmesser dieser Apparate müssen von hinreichender Größe sein, damit sie in der Tiefe nicht unter einem zu kleinen Gesichtswinkel erscheinen. An Bord der „Hertha" wurde, 1880, im Adriatischen und Sicilisch-Jonischen Meere mit Scheiben von nur 36 Ctm. Durchmesser beobachtet. Mit Rücksicht auf dieses Maß und die nach den Erfahrungen anderer Expeditionen zu erwartenden Versenkungstiefen, konnte man hiebei nicht leicht unter den wohl ausreichenden Gesichtswinkel von rund 20 Minuten gelangen. Die Vorrichtung war übrigens so bequem zu handhaben, dass man zur Überzeugung kam, es wären bei Bord-Beobachtungen, u. z. selbst in hoher See und unter nicht ausgesucht günstigen Verhältnissen größere Scheiben noch vollständig brauchbar. Eine Vergrößerung ist wünschenswert, weil schon in Folge der geringsten Wellenbewegung das Bild der versenkten Scheibe vielfach verzerrt und sogar in Theile zerrissen wird, ein Umstand, welcher die Sichtweite in empfindlicher Weise reducirt.

Dies zeigte sich bei den Versuchen von Cialdi und Secchi, sobald kleine Scheiben von 0·43 M. Durchmesser verwendet wurden; der Übelstand fiel aber weg bei Benützung einer großen Scheibe von 2·37 M. Die ersteren Apparate, obgleich sie im Sinne des früher Gesagten für die Reflexion der Lichtstrahlen günstiger construirt waren, als die letztere, ergaben, im Vergleiche mit dieser, eine im Mittel um etwa $^1/_6$ geringere Versenkungstiefe (29·5 M. gegen 35·5 M.).

Secchi kommt zu dem Schlusse, dass eine noch weitere Vergrößerung des Scheibendurchmessers — und dächte man sich dieselbe auch ins Unbegrenzte — kaum mehr eine namhafte Vermehrung der Sehtiefe nach sich ziehen würde. Der Meeresboden selbst, welcher übrigens wohl nirgends das Rückstrahlungsvermögen jener Segeltuch-Überspannung aufweisen dürfte, könnte also trotz der seitlichen Strahlungen, doch höchstens nur wenige Meter tiefer gesehen werden, als die große Cialdi'sche Scheibe.

310. Bei Vornahme der Beobachtungen erscheint es vortheilhaft die Versenkung stets von der Schattenseite des (ohne Fahrt, ruhig liegenden) Schiffes vorzunehmen, da hiedurch die Störung vermindert wird, welche das von der Meeres-Oberfläche reflectirte Licht dem Auge des Beobachters verursacht. Arago hatte vorgeschlagen, um den ver-

meinten Einfluss ferne zu halten, die versenkte Scheibe durch den Analyseur eines Polarisations-Apparates zu beobachten, welcher das durch Reflexion polarisirte Licht auslöscht, das von der Scheibe kommende (nicht polarisirte) aber ungehindert durchlässt. So theoretisch richtig dieser Vorschlag auch sein mag, so bewährte er sich dennoch in der Praxis nicht, worauf hier wohl mit Recht hingewiesen werden darf. Der Umstand, dass die Meeres-Oberfläche nie (im geometrischen Sinne) vollkommen eben und ruhig ist, bedingt ein fortwährendes Wechseln der Einfallsebene, weshalb die Abhaltung der störenden reflectirten Strahlen nur theilweise erzielt werden kann. Der Vortheil des Polarisations-Apparates erscheint hiedurch bedeutend verringert, ja in den weitaus meisten Fällen sogar von dem Nachtheile überboten, dass der Analyseur auch die von der versenkten Scheibe kommenden (nicht polarisirten) Lichtstrahlen schwächt. Secchi erzielte nur negative Resultate, obgleich er wiederholt und mit drei verschiedenen Polarisations-Apparaten Versuche anstellte.

Man observire also ohne solcher Vorrichtung und trachte besonders, dass diejenige Stelle der Meeres-Oberfläche, auf welche man das Auge zu richten hat, in möglichst weitem Umkreise von der directen Beleuchtung ausgeschlossen sei. Der Schatten der Seitenboote, Radkästen, ja selbst jener größerer Sonnenschirme, etwa von der Art, wie sie bei geodätischen Aufnahmen verwendet werden, erweist sich stets als äußerst dienlich. Zu beachten ist nur, dass die versenkte Scheibe in der Tiefe, wo sie dem Auge zu entschwinden im Begriffe steht, sich nicht mehr im Schattenbereiche des Schiffes befinden darf. Wäre dies bei größerem Tiefgange des letztern, bei bedeutender Sonnenhöhe und bei relativ geringer Durchsichtigkeit des Wassers nicht zu vermeiden, so wird die Beobachtung am besten von einem Boote aus vorgenommen.

Auch die Höhe des Auges ober Wasser ist nicht ohne Einfluss. In dieser Beziehung ist wieder ein Vorschlag Aragos, die hohen Stellen, ja sogar die Takellage als Standpunkt zu wählen, wie die neuen Versuche gezeigt haben, nicht empfehlenswert; ja auf hochbordigen Schiffen dürfte es sehr geeignet sein, die Observation von einer Stückpforte der Batterie oder von einer Stufe der Seitenstiege aus vorzunehmen, derart, dass sich das Auge nicht mehr als 3—4 M. über Wasser befinde.

311. Bei Durchsichtigkeits-Bestimmungen muss der Anblick des Himmels notirt und angegeben werden, ob sich die Sonnenscheibe vollkommen unbedeckt zeigt. Ferner ist es von Wichtigkeit, die

während der Beobachtung stattfindende scheinbare Höhe des Sonnen-Mittelpunktes über dem Horizonte (nicht etwa über der Kimm) zu ermitteln.

Die Intensität, mit welcher die Sonnenstrahlen die Meeres-Oberfläche beleuchten, ist nämlich dem Sinus der scheinbaren Sonnenhöhe proportional. Auch ist die Länge des (im allgemeinen) schiefen Weges, welchen die Strahlen im Wasser durchlaufen, um die Scheibe zu erreichen, von dem Stande der Sonne abhängig. Bei Berechnung dieser Weglänge ist zu berücksichtigen, dass das Licht beim Übergange aus der Luft in das Wasser „zum Einfallslothe" gebrochen wird. Gestützt auf die Versuche von Jamin kann beim Seewasser, soferne man dessen Salzgehalt auf wenig unter 3·8% voraussetzen darf, 1·338 als mittlerer Brechungs-Exponent[1] angenommen werden, d. h. also um etwa 0·002 mehr als bei destillirtem Wasser. Secchi benützt nach Herschel[2] eine etwas größere Zahl, nämlich 1·343. Der Unterschied ist jedoch in Anbetracht der mannigfaltigen sonstigen Störungen, unter welchen besonders die Änderung des Salzgehaltes mit der Tiefe und die unregelmäßige Gestalt der Meeres-Oberfläche hervorzuheben sind, von keinem wesentlichen Belange. — Nach Zurücklegung ihres schiefen Weges nach unten werden die Strahlen an der Scheibenoberfläche zerstreut und es gelangt das Licht in nahezu verticaler Richtung zum Auge des Beobachters.

312. Bei Reduction der Beobachtungs-Daten ist Secchi bestrebt, für die Zeit und den Ort seiner Experimente, die größte Tiefe abzuleiten, in welcher die Scheibe unter den denkbar günstigsten Verhältnissen noch gesehen werden könnte. Aus den Versuchsreihen wählte er deshalb diejenige aus, welche die größten Tiefen aufwies. Vier — bei etwa 60° Sonnenhöhe — angestellte Beobachtungen ergaben im Mittel für die große Scheibe 41·4 M.,[3] somit als Summe des obliquen Weges der Sonnenstrahlen von der Oberfläche bis zur Scheibe und des verticalen von dieser wieder zur Oberfläche 85·96 M. Denken wir uns nun unter sonst gleichbleibenden Verhältnissen, die Sonne wäre im Zenith gewesen, so hätte sich der oblique Weg mit dem verticalen gedeckt und — dieselbe Beleuchtungs-Intensität supponirt — wäre die

[1] Dieser mittlere Brechungs-Exponent bezieht sich auf die Fraunhofer'sche Linie E im Grün.

[2] Herschel Traité de la lumière, II.

[3] Beobachtungsserie Nr. 4, 22. April.

Hälfte der obigen Summe, d. i. $\frac{85{\cdot}96}{2} = 42{\cdot}93$ M. die Versenkungstiefe gewesen. Secchi nimmt nun nach Bouguer an, dass bei der Zunahme der Sonnenhöhe von 60 auf 90° die Intensität um das $\frac{8123}{7866}$ fache wachse, und findet, indem er näherungsweise denselben Factor auch für die Berechnung jener Versenkungstiefe anwendet, welche der Sonnenhöhe von 90 Grad entspricht:

$$\frac{85{\cdot}96}{2} \times \frac{8123}{7866} = 44{\cdot}40 \text{ M.}$$

als die Maximal-Tiefe, in welcher die Scheibe gesehen werden könnte.

Nach einer zweiten Methode bekommt Secchi für eine andere Versuchsreihe, welche sich auf die kleinen Teller bezieht, 39·27. M., was auf die große Scheibe überrechnet, nahezu das frühere Resultat, nämlich fast 44 M. ergibt.[1]

313. Durchsichtigkeits-Versuche im Laboratorium mit heimgebrachten Wasserproben scheinen sehr geeignet, gewisse Fehlerquellen der

---

[1] Während der „Hertha-Expedition, 1880", wurde eine andere Reductions-Methode versucht, um einerseits von den störenden Einflüssen, und anderseits von den einigermaßen schwankenden photometrischen Verhältniszahlen unabhängiger zu werden. Hiebei trachtete man, aus den Resultaten von unmittelbar aufeinanderfolgenden Beobachtungen die wahrscheinlichsten Werte gewisser Constanten abzuleiten.

Da übrigens die in der entsprechenden Weise angestellten Beobachtungen und die zur Reduction gelangten Daten noch keinesfalls ausreichen, um ein Urtheil über die Brauchbarkeit dieser Methode fällen zu können, so muss von einer genaueren Darstellung derselben an dieser Stelle abgesehen werden, und es sei nur erwähnt, dass bezüglich der Absorption des Lichtes beim Gange durch das Seewasser die durch die Versuche von Bunsen und Roscoe (Poggendorffs Ann. 101) erhärtete Relation benützt wurde:

$$J = ke^{-\frac{x}{m}}$$

worin k die Intensität des Lichtes vor, J aber diejenige nach dem Gange durch eine Schichte von der Dicke x, m einen die Durchsichtigkeit des Mittels charakterisirenden Coefficienten und e die Grundzahl der natürlichen Logarithmen bezeichnet.

Setzt man $J = \frac{k}{10}$ und nennt den zugehörigen Weg d, so wird

$$d = \frac{m}{{}^{10}\log e}.$$

Diese Größe d bedeutet den Weg, welchen Licht von beliebiger Intensität in dem betreffenden Mittel zurücklegen müsste, um auf den zehnten Theil seiner Leucht-

Seebeobachtungen zu eliminiren, da aber hiebei wieder andere Übelstände hinzukommen so beispielsweise: die Nothwendigkeit, die geschöpften Proben durch längere Zeit aufzubewahren, wobei Depositionen schwebender Theile eintreten, — die Kürze des Weges, welcher bei Cabinets-Versuchen für den Gang des Lichtes durch das Wasser zur Verfügung steht, und dergleichen mehr; — so bleibt es für die Absichten der Forschung wesentlich, die Seebeobachtung nicht zu vernachlässigen, sondern sie vielmehr in den Vordergrund zu stellen, ihre Resultate jedoch durch die Experimente im Laboratorium zu vervollständigen und zu controliren.

Versuche mit künstlich hergestellten Lösungen dürften den Zweck, der oceanischen Untersuchung zu dienen, nur in beschränkter Weise erfüllen, da der Salzgehalt allein für den Durchsichtigkeitsgrad des Seewassers nicht entscheidend ist. Wyville Thomson hebt ausdrücklich hervor, dass das Licht durch schwebende Partikelchen und schwimmende Organismen eine bedeutende Abschwächung beim Vordringen gegen die Tiefe erfährt.

314. Es erscheint übrigens nothwendig, zu präcisiren, welche Resultate überhaupt von Seebeobachtungen mit versenkten Scheiben zu erwarten sind. Dies sagt uns schon Secchi vollkommen klar und deutlich: Die Scheibe muss dem Auge verschwinden, sobald es unmöglich wird, dieselbe von ihrer Umgebung zu unterscheiden, d. h. wenn nur noch diejenigen reflectirten Lichtstrahlen herauf gelangen, welche die dem Meere eigenthümliche Farbe ausmachen. Daraus folgt, dass sich aus der Versenkungstiefe und der beobachteten Sonnenhöhe weiter nichts ableiten lässt, als dass speciell diejenigen Strahlen, welche der Meeresfarbe fremd sind, und nur diese, auf dem zu berechnenden Wege von der Oberfläche bis zur Scheibe und von dieser hinauf bis zum Auge, soweit extinguirt werden, dass unsere Sehkraft für dieselben nicht mehr empfindlich ist.

Hienach scheint es, dass der Farbensinn des Beobachters bei Untersuchungen dieser Art eine Rolle spiele.

Berechnete Secchi aus einer seiner Observationen, dass die Lichtstrahlen einen Weg von fast 86 M. im Wasser durchschritten,

---

kraft reducirt zu werden, falls das Gesetz seine Giltigkeit so weit behielte. Es ist üblich, $\frac{1}{d} = \varkappa$ den Extinctions-Coefficienten zu nennen, wobei in der Regel d in Centimetern ausgedrückt wird.

Um die Beobachtungs-Resultate verschiedener Expeditionen unter sich gut vergleichbar zu machen, wäre es offenbar wünschenswert, die Reduction der Daten bis zur Berechnung von d oder $\varkappa$ zu führen.

bevor sie zum Auge des Beobachters gelangten, so entspricht diesem Resultate die Folgerung, dass dort, woselbst er während des Frühjahres 1865[1] beobachtete, in einer Tiefe von 86 M. die erwähnten fremden Lichtstrahlen selbst bei einer Sonnenhöhe von 60°, nur mehr in sehr geringer Intensität auftraten. Für sich allein, d. h. in einem sonst dunklen Beobachtungsraume, woselbst kein weiteres Licht die Erkennung stört, wären diese Strahlen möglicherweise noch wahrnehmbar gewesen; mindestens kann das Gegentheil hievon durch den Versuch nicht als bewiesen betrachtet werden. Sehr gewagt aber wäre es, schließen zu wollen, dass unterhalb 86 M. überhaupt nur sehr wenig Licht geherrscht habe; die dort stattgefundene Intensität der die Meeresfarbe ausmachenden Strahlen wurde in keiner Weise durch den Versuch constatirt.

Welch große Rolle die Farbe spielt, zeigt der Umstand, dass selbst Scheiben von verschiedenartiger weißer Oberfläche ungleiche Versenkungstiefen ergeben, dass die gelbe Scheibe Secchis nur halb so tief gesehen wurde, als die Majolika-Teller, endlich, dass auch bei den Hertha-Versuchen eine grüne Oberfläche weit geringere Sichtlichkeit aufwies, als eine weiße.

315. Arago erwähnt eines Experiments von Kpt. Bérard (auf der Traversade von der Insel Wallis zu den Mulgraven), welches zu einem ähnlichen Resultate führte, wie die Untersuchungen bei Civitavecchia. Dieser Beobachter konnte nämlich einen versenkten Teller in der Tiefe von 40 M. gerade noch wahrnehmen.[2] Die Sonnenhöhe ist nicht angegeben, ebenso wenig die Art der Scheiben; dennoch bleibt es sehr wahrscheinlich, dass wenn diese Daten bekannt wären, und auf ihrer Basis die Reduction der Tiefe durchgeführt würde, man zu ähnlichen Resultaten, wie bei den Versuchen Cialdis und Secchis käme.

An Bord der Hertha wurde nahe der Südspitze von Zante eine weiße Scheibe bis zur Tiefe von 50·5 M., u. z. bei einer scheinbaren Sonnenhöhe von etwa 68 Grad gesehen. Der Gesammtweg des Lichtes durch das Wasser, war hiebei weit über 100 Meter.

316. Für die älteren Beobachtungen fehlen in der Regel die geeigneten Vormerkungen zur Reduction der Daten.

---

[1] Es ist nothwendig zu bemerken, dass Secchi in seinem Werke wiederholt angibt, dass sich die gefundenen Resultate ausschließlich auf seine Beobachtungsgegend beziehen. So heißt es wörtlich pag. 284, art. 1019: In tutto questo lavoro ho sempre messa la restrizione dei mari nostri, perchè non ignoro che si dice esservi mari che credonsi trasparenti più assai di questi . . . .

[2] Arago: Oeuvres, VII.

Selbst die sonst vorzügliche Anweisung, welche Horner zu Zürich 1815 für die Kotzebue'sche Entdeckungsreise entworfen hatte, war zu wenig erschöpfend, derart, dass beispielsweise die Sonnenhöhen, welche sich auf die Beobachtungen beziehen, aus den Vormerkungen nicht mit genügender Schärfe abzuleiten sind.

Kotzebue fand 1815 im Atlantischen Ocean zwischen 30 und 40° N. Br. und 12 und 16° W. Lg. 10—11, am Cap Hoorn 8, in der Südsee 13, unter dem Äquator 14, im Nördlichen Pacific 2—16 Faden (3·7—29·3 M.) Sichtlichkeitstiefe.[1] Die zahlreichen weiteren Beobachtungen, welche Arago und Cialdi anführen, gewähren im besten Falle nur einige Orientirung.

Es wurde bereits dargestellt, dass die Versuche mit versenkten Scheiben, selbst dann, wenn sie mit allen Vorsichtsmaßregeln angestellt und ihre Resultate in rationeller Art reducirt werden, immer nur geeignet bleiben, in beschränktem Maße über die einschlägigen Fragen Aufschluss zu geben. Wenn nun hiemit auch keineswegs gesagt sein soll, dass derlei Beobachtungen nicht von hoher Wichtigkeit seien, so erscheint es doch anderseits natürlich, dass von mehreren Seiten darauf Bedacht genommen wurde, die See-Untersuchungen zu erweitern und neben den Experimenten mit den Scheiben noch anderen Eingang zu verschaffen.

Von diesen Bestrebungen erscheint uns diejenige am bedeutendsten, welche in den Apparaten von Siemens ihren Ausdruck findet. Photographisch präparirtes Papier wird der Einwirkung des Lichtes in der Meerestiefe exponirt und aus dem Resultate dieser Einwirkung ein Schluss auf die dortselbst herrschende Licht-Intensität gezogen. Da nun die hiebei ausgiebigsten Strahlen des Spectrums theils in der Meeresfarbe enthalten, theils aber ganz unsichtbar sind, so bilden diese Versuche, wenigstens dem Principe nach, eine sehr wichtige Ergänzung der Experimente mit den Scheiben. Bezüglich der unsichtbaren ultravioletten Strahlen könnte übrigens bemerkt werden, dass, strenge genommen, die auf dieselben ausgedehnten Untersuchungen nicht mehr in das Bereich der Studien über die Durchsichtigkeit gehören, sondern vielmehr eine Ausdehnung oder Fortsetzung derselben bilden.

Wyville Thomson deutete auf Versuche mit dem Siemens'schen Apparate in seinem Werke über die Porcupine-Expedition hin; außerdem finden wir in dem Exposé der Royal Society über die, während der Challenger-Expedition auszuführenden wissenschaftlichen Arbeiten, dass

[1] Otto v. Kotzebue: Entdeckungsreise in die Südsee und nach der Beringsstraße. Weimar, 1821.

rücksichtlich der Klärung der Durchsichtigkeits-Verhältnisse nicht nur die Versenkung von weißen Scheiben, sondern auch die Versuche mit Siemens photographischem Apparate projectirt waren.

Selbst auf nächtliche Versuche mit zu versenkenden Lichtquellen wurde gedacht.

317. Ein anderer Weg, zu einem Anhaltspunkte zu gelangen, wie tief das Licht von einer gewissen Intensität in die Tiefe vorzudringen vermag, bietet das Studium der Sehorgane gewisser Wasserthiere. W. Thomson erwähnt in seinem „Preliminary account" über die „Challenger-Expedition", dass gewisse Exemplare der „Ethusa granulata", welche im seichten Wasser gefunden werden, sehr gut entwickelte Augen aufweisen, während andere im tieferen Wasser von 110—370 Faden (201—677 M.), lebende, zwar die Augenstiele besitzen, doch anscheinend blind sind. Bei Exemplaren aus Tiefen von 500—700 Faden (915—1280 M.) haben auch die Stiele schon ihren Specialcharakter verloren. Hier stehen wir, bemerkt Thomson, vor einer stufenweisen Modification, welche mit der graduellen Abnahme des Lichtes im Zusammenhange zu stehen scheint. Übrigens jedoch, findet man Munida aus denselben großen Tiefen mit ungewöhnlich entwickelten und anscheinend fein organisirten Augen. Bezüglich derselben wirft nun der Autor die Frage auf, ob nicht bei gewissen Thieren die Sehkraft in dem Maße, als das Licht abnimmt, schärfer werde, derart, dass dieselbe schließlich sogar für den schwachen Schein der Phosphorescenz ausreiche.[1]

Auch der Umstand, dass die Pflanzen nur in Tiefen bis zu 50 Faden (91 M.) reichlich, von 50—200 Faden (91—366 M.) aber nur spärlich und in noch größeren Tiefen gar nicht mehr vorzukommen scheinen, wurde versuchsweise mit der Vordringungsfähigkeit des Lichtes in Beziehung gebracht.

---

[1] Prof. Milne Edwards, welcher an der Spitze einer Commission von Gelehrten an Bord des französischen Kriegsschiffes „Le Travailleur" in den Jahren 1880 und 1881 eine wissenschaftliche Expedition im Atlantischen Oceane und im Mittelländischen Meere durchgeführt hatte, hob in einer Sitzung der Pariser geographischen Gesellschaft hervor, dass wol einerseits vielen in der Tiefe lebenden Arten die Augen abgestorben sind und sich an Stelle der letztern nur stachelartige Auswüchse befinden, welche den Thieren als Angriffswaffe dienen, — dass aber anderseits in den ungeheuren Tiefen keineswegs eine vollständige und undurchdringliche Finsternis zu herrschen scheint, da es phosphorescirende Thiere gibt, die sich gewissermaßen selbst als Leuchte in jener Dunkelheit dienen.

Die Farbe im durchscheinenden Lichte.

318. Kleine Quantitäten Seewassers, wie etwa geschöpfte Proben in einem Glas-Cylinder, erscheinen für unsere Sehorgane vollkommen farblos.

Ist aber das Licht durch eine mächtigere Schichte Wasser gedrungen, so nimmt es eine bläuliche Färbung an. So erscheinen die Objecte am Grunde eines seichten Meeres häufig mit einem blaugrünen Schimmer überzogen, u. z. namentlich dann, wenn dieselben von der Sonne beschienen sind; desgleichen die unteren Theile der eingetauchten Flächen eines Schiffskörpers oder die versenkten Instrumente, wenn sie sich in Tiefen befinden, zu welchen unsere Sehkraft noch vorzudringen vermag. Mit besonderer Deutlichkeit aber gewahrt man dieses Phänomen bei den Experimenten über die Durchsichtigkeit des Seewassers und zwar während der langsam vorzunehmenden Versenkung der Scheiben. Dieselben werden schon in einer Tiefe von wenigen Metern grünlich, hierauf bei fortgesetzter Versenkung blaugrün, sodann blau, um allmählig, immer lichtschwächer werdend, dem Auge zu entschwinden.

319. Schon Bunsen und Roscoe beobachteten bei ihren Versuchen die bläuliche Färbung des Lichtes, das eine relativ schmale Schichte destillirten Wassers passirt hatte. Kayser erwähnt des folgenden Experimentes: Durch eine horizontal gestellte Metallröhre, welche an beiden Seiten mit Glas verschlossen und zur Hälfte mit Wasser gefüllt ist, dringt elektrisches Licht. Dasselbe wird nach Passirung der Röhre mittels einer geeignet angebrachten Linse auf einen Schirm projicirt. Es zeigt sich, dass diejenigen Strahlen, welche durch das Wasser gegangen sind, intensiver blau erscheinen, als die anderen, welche ihren Weg durch den mit Luft erfüllten Raum verfolgt haben.

Zu demselben Resultate kam kürzlich Aitken, welcher zu Mentone eine bläulich-grüne Färbung des Seewassers bemerkte, das sich in einer Röhe befand, deren innere Wandung geschwärzt war. Tauchte er diese Röhre vertical in die See, nachdem er ihre untere Öffnung mit einem Reflector versehen hatte, so gewahrte er blaues Licht von unbeschreiblicher Pracht. [1]

320. Höchst interessant ist die merkwürdige, hieher gehörige Erscheinung, dass in vielen Grotten, deren Grund mit Wasser bedeckt ist, das eingedrungene Licht eine bläuliche Färbung aufweist. Am

---

[1] Mittheilungen aus dem Gebiete des Seewesens. 1882. III und IV. (nach Engineering).

berühmtesten ist in dieser Hinsicht die riesige „Grotta azzurra“ auf Capri, deren Eingang das Meeres-Niveau so wenig überragt, dass es bei hohem Wasserstande unmöglich werden soll, mit Booten einzulaufen. Ein guter Theil des Lichtes, das im Innern der Grotte vorhanden ist, dringt daher unterhalb des Niveau ein, während ein anderer, welcher durch die Luft gekommen, das Wasser später passirt haben dürfte, indem er zwischen den Wänden der Grotte und dem Seeboden reflectirt wurde. Schon der Anblick der Wasseroberfläche innerhalb der Grotte deutet auf diese Verhältnisse hin. Das prachtvolle Himmelblau ist somit nicht nur der Zurückwerfung des Lichtes vom Wasser, sondern wohl auch dem Gange desselben durch das Wasser zuzuschreiben.[1]

Neben der Grotta azzurra bei Capri ist jene am Vorgebirge Circeo ihrer Licht-Effecte wegen von großer Berühmtheit.

321. Die angeführten Wahrnehmungen und Erfahrungen scheinen uns beweiskräftiger zu sein, als die Aussagen jener Forscher, welche mit Taucherglocken die Tiefe des Meeres befuhren, da hiebei der ungewohnte hydrostatische Druck, sowie auch andere Ursachen sehr geeignet erscheinen, subjective Eindrücke zu begünstigen.

In der That, alle neueren Versuche stimmen darin überein, dass reines Seewasser gerade so wie atmosphärische Luft, im durchscheinenden Lichte von schöner blauer Färbung ist.

322. So muss denn mit Secchi angenommen werden, dass die Strahlen von geringerer Brechbarkeit im Seewasser weit schwerer vordringen können, als jene von größerer. Dies bestätigt sich nach

---

[1] Die „Grotta azzurra“ liegt auf der Nordseite der Insel und wendet somit ihre Öffnung dem Golfe von Neapel zu. Nach Meyers Reisehandbücher (Unter-Italien, I) sind die Dimensionen die folgenden: Länge 56 M., Breite 30 M., Maximal-Höhe 12 M., Tiefe des Wassers in der Grotte 12 M., endlich Höhe des Einganges über Wasser kaum 1 M. — Gregorovius schreibt: „Als ich in die Grotte einfuhr, war es mir, als wäre ich in eines jener Märchen zurückgekehrt, mit denen man als Kind zusammenlebt. Welt und Tag sind auf einmal verschwunden und da ist man in der wölbenden Erde und in einem Dämmer von blauem Feuerlicht. Die Wellen athmen still und perlen Funken empor, wie als sprossten aus den Tiefen blitzende Smaragde und rothe Rubinen und tausend Karfunkelsteine auf. Geisterhaft blau sind die Wände und mysteriös anzusehen wie Paläste von Feen. Es ist Schein von fremdem Wesen und von fremdem Geist, ganz wunderbar, heimlich und unheimlich zugleich. Alles ist still wie in einer Schattenwelt, dass Niemand auch nur reden mag. Du jauchzest zuerst auf, dann bist du still und es schallt nur das plätschernde Ruder oder das Kichern der Wellen, welche Phosphorkränze um die Wasser schlingen. Das blaue magische Wasser lockt unwiderstehlich. Man muss hinabspringen und taucht sich wie in ein Lichtmeer nieder.“ (F. Gregorovius: Die Insel Capri, Leipzig, 1868.)

vielen physikalischen Versuchen auch für jene Strahlen. die außerhalb des sichtbaren Spectrums liegen.

Die ultrarothen oder dunklen Wärmestrahlen werden vom Süß- und auch vom Seewasser nur in so geringem Maße durchgelassen, dass hievon bei oceanographischen Untersuchungen gänzlich abgesehen wird. Melloni fand, dass von den Wärmestrahlen, welche die gelblich leuchtende Argand'sche Lampe aussendet, nur 11% eine Wasserschichte von 0·36'' Dicke passiren. Tyndall beobachtete, dass die strahlende Wärme einer durch den galvanischen Strom rothglühend gemachten Spirale, auf dem Wege von nur 0·14'', um 91% durch Absorption geschwächt wurde, und dass für die Strahlen der schwach leuchtenden Wasserstoff-Flamme ein Weg von 0·27'' ausreicht, um die Durchstrahlung für das Galvanometer gänzlich unfühlbar zu machen.

Während somit Wasser verschwindend wenig diatherman ist, lässt es die ultravioletten, nicht mehr sichtbaren, doch chemisch wirksamen Strahlen weit besser durch. In dieser Beziehung können wir uns auf die Versuche von Stokes berufen, wenngleich die Experimente mit dem Siemens'schen Apparate möglicherweise directere Angaben zu liefern bestimmt sind.

Es wird daher anzunehmen sein, dass die Vibrations-Dauer der Wasser-Moleküle mit jener der ultrarothen Lichtwellen nahezu übereinstimme, sowie, dass diese Theilchen unfähig seien, sich der rascheren Schwingungsweise der brechbarern Lichtarten anzupassen.[1]

Bei den erwähnten Versuchen wurde in der Regel das Wasser zwischen Salzplatten eingeschlossen, welche ihrer nahezu vollkommenen Diathermanie wegen fürgewählt waren. Es dürfte daher eine leichte Versalzung der Flüssigkeit eingetreten sein; doch zeigte es sich, dass reines Wasser fast ebenso wirkt, wie Salzwasser, was für unseren Standpunkt nicht ohne Wichtigkeit ist.

Wie P. Secchi bemerkt, beweisen die Beobachtungen mit dem Spectroskope, dass das Licht, welches von den versenkten Scheiben emporgelangt, bezüglich der rothen und gelben Strahlen außerordentlich geschwächt ist, während die mehr brechbaren Bestandtheile desselben noch äußerst lebhaft bleiben.

---

[1] John Tyndall: Die Wärme betrachtet etc. Autorisirte deutsche Ausgabe von H. Helmholtz und G. Wiedemann. Braunschweig, 1875, XII.

Die Farbe im reflectirten Lichte.

323. Im reflectirten Lichte ist die Farbe des Meeres wechselvoll. Firmament und Wolken spiegeln sich in der See, deren Oberfläche manchmal glatt, manchmal bewegt die Lichtstrahlen in verschiedener Weise zurückwirft. Der Seegang erzeugt weißen Schaum, der sodann in Gruppen oder Fäden angeordnet weit und breit das Meer bedeckt und die Intensität der Färbung beeinflusst. Weiter spielen die Art der Beleuchtung und die Durchsichtigkeit der Luft eine große Rolle und zwar ebenso, wie beim Wechsel in der Färbung des Gebirges, der offenbar nur von diesen zwei Factoren herrührt. Die Luft-Perspective, die hierauf beruht, hat für die See dieselbe Bedeutung, wie für das Land, unter Umständen sogar eine noch größere, nämlich dann, wenn Strahlenbrechungen und Reflexionen in der Atmosphäre hinzutreten, welche die Beleuchtungs-Intensität und den Glanz der Meeres-Oberfläche modificiren, außerdem aber Lage und Größenverhältnisse des Küstensaumes scheinbar ändern.

Da somit wegen der vielen einwirkenden und wechselnden Momente, selbst für ein und dieselbe Stelle, eine fixe Farbe nicht angegeben werden kann, so soll nur allgemein bemerkt werden, dass der häufigst auftretende Grundton im reflectirten Lichte als ein schönes reines Blau zu bezeichnen und somit identisch mit der Farbe des Meeres im durchscheinenden Lichte ist.

324. Bei heiterem Wetter und leichtem Seegange, welcher, durch eine mäßige Brise unterhalten wird, erscheint das Meer weit intensiver und dunkler blau, als das Firmament, derart, dass man die Kimm äußerst scharf hervortreten sieht. Von einer bloßen Reflexion des Firmamentes kann somit hier nicht die Rede sein, wenngleich eine solche Spiegelung, wie schon erwähnt, zur Nüancirung der Meeresfarbe beitragen mag.

Aber selbst bei ganz bedecktem Himmel und schwerem Seegange — beispielsweise bei anhaltendem Sciroccal-Wetter in der Adria — erkennt man unschwer den blauen Grundton, zumal bei aufmerksamer Beobachtung der Schatten-Partien knapp unter Bord, sowie der schaumfreiern Theile in den Wellenthälern.

Bei Windstille und bei flauen, veränderlichen Brisen sieht man in der Regel auf dem weißgrauen, sehr lichten Grunde eine Reihe von mehr oder weniger dunklen, blaugefärbten Streifen, welche die Stellen bezeichnen, wo die sonst glatte Oberfläche durch die Brise oder auch durch die Strömung gekräuselt ist. Häufig aber zeigt sich auch die umgekehrte Erscheinung: Auf dem größeren Theile des Meeres-Spiegels

liegt Brise; inmitten der schön gefärbten Fläche gewahrt man jedoch weißliche Streifen und Flecken. Es zeigt dies alles, wie manchmal die Wind- und auch die Strömungserscheinungen auf sehr nahe liegenden Stellen verschieden sind.[1] Der Anblick des Meeres gewährt in dieser Beziehung eine Übersicht, welche zu Lande ausgeschlossen bleibt. Die blauen Flächentheile übertreffen gewöhnlich das Firmament an Sättigung der Farbe, und ihre Begrenzungen sind nicht selten weitaus markirter, als die schwer zu unterscheidende Kimm, auf welche Umstände es aber bei unserer Argumentation wesentlich ankommt. Der Naturforscher sucht die windstillen Orte für die Betreibung der pelagischen Fischerei und vermeidet daher die dunklen Stellen.

Aitken studirte die Ursachen des vielfachen Farbenwechsels beim Meere und beobachtete zu Mentone den Zusammenhang der Seebewegung und der Wasserfärbung. Er fand, dass der höchste Glanz und die größte Mannigfaltigkeit der zu Tage tretenden Farben nach frischem Seewinde stattfindet und dass in diesem Falle die bloße Spiegelung des Firmamentes keinesfalls ausreichen kann, um die Tinten in jenem Maße zu sättigen, wie sie unserem Auge erscheinen. Diese Resultate stehen im vollen Einklange mit den früher angeführten, wohlbekannten Thatsachen.

325. Es scheint, dass im allgemeinen mit der Zunahme der Temperatur und des Salzgehaltes nicht nur eine Erhöhung der Durchsichtigkeit, sondern auch eine Zunahme an Intensität der blauen Färbung verbunden sei. Schon Maury hebt dies hervor. Besonders gerühmt wird die dunkle Tinte des warmen, relativ stark salzigen Wassers der gewaltigen oceanischen Ströme, welche unter den Namen „Golf-Strom“ und „Kuro-Siwo“ den Nord-Atlantic und den Nord-Pacific durchziehen.[2] Auch das Mittelmeer zeichnet sich durch dunkle Bläue aus, während das noch wärmere und salzreichere Rothe Meer geradezu von blaurother Farbe sein soll.

J. J. Wild betont in seiner „Thalassa“ die rücksichtlich dieser Verhältnisse an Bord der kaiserlichen deutschen Corvette „Gazelle“ gemachten Beobachtungen, welche einen directen Zusammenhang

---

[1] Selbstredend treten hiebei noch andere Ursachen hinzu: Das lange Nachhalten der relativen Ruhe im Kielwasser eines passirten Schiffes; in seichtem Wasser die Farbe des Grundes, das Vorhandensein von Seegras u. dgl. m.

[2] Pages fällt die verschiedene Färbung des Golf- und Polarstromes an der Westküste von Spitzbergen auf. „Kuro-Siwo“ heißt der Schwarze Strom Vgl. Maurys physische Geographie des Meeres.

zwischen Salzgehalt und Farbe ergaben. Mit der Zunahme der Salinität gewinnt die blaue Tinte an Sättigung, mit der Abnahme dagegen verblasst sie und es macht sich ein Übergang ins Grüne bemerkbar.

Die Abweichungen von der blauen Färbung.

326. Neben der blauen Färbung tritt am häufigsten eine grünliche hervor, welche, von vielen Seiten theils den im Wasser schwebenden festen Theilchen, theils der Farbe des Bodens zugeschrieben wird.

In der That findet man das „grüne Wasser“ am häufigsten nahe unter Land und in seichten Meeren. Die Bezeichnung „meergrün“ dürften daher wohl die Küstenbewohner in die Sprache eingeführt haben. Die Seefahrer wissen, dass sich die Farbe des Meeres ändert, wenn man sich vom Lande entfernt, und nennen daher auch die hohe See das (tiefe oder) „blaue“ Wasser (the blue water).

Im Adriatischen Meere zeigt sich bei schönem Wetter wenig von der grünlichen Färbung in der Nähe der Küsten; doch ist auch hier diese Erscheinung durchaus nicht fremd. Betrachtet man übrigens von irgend einem Aussichtspunkte bei heiterem Himmel und bei frischer Brise den Golf von Fiume oder jenen von Triest, so findet man in der Regel das gesättigte Blau noch in den engsten Winkeln der Küsteneinschnitte. Bei Beurtheilung dieses Phänomens darf jedoch der Einfluss der Aughöhe nicht übersehen werden.

Am Golfe von Genua, dann längs der ganzen „Riviera“, am Golfe von Lion, bei Neapel und Salerno, in Sicilien und Nordafrika, und noch an vielen anderen Küstenstrecken des Mittelmeeres tritt die gleiche Erscheinung hervor. Man findet sie aber durchaus nicht in allen Theilen dieses Seegebietes. Namentlich in den levantinischen Gewässern gibt es mehrere Häfen und seichtere Rheden, welche bei schönem weißen Sandgrunde eine entschieden grüne Färbung aufweisen.

Berühmt ist wegen dieser Färbung wieder eine Grotte auf Capri, die sogenannte „grotta verde“, deren Wasser geradezu als smaragdgrün bezeichnet wird. Sie befindet sich auf der Südseite der Insel, somit der hohen See zugewendet, im vollkommen offener Lage, dicht unter den steilen Felswänden des über 600 M. hohen Monte Salaro. Der Meeresgrund ist flach und kalkig.

327. Dorst erzählt: „Innerhalb der Eisfelder ist das Wasser stets intensiv grün gefärbt, mit geringer Temperatur und etwas größerer Dichte als das blaue Wasser des Golf-Stromes und meistens von vielen

Infusorien belebt."[1] Diese Aussage stimmt im wesentlichen mit jener des berühmten Polarfahrers Scoresby, welcher auf seinen Reisen 1810—1817 wiederholt den Wechsel der Färbung des Seewassers, nahe am Eise, von Blau in Grünlich und in Olivengrün beobachtete. Zahlreiche andere Reisende machten ähnliche Wahrnehmungen.

Contre-Admiral Freiherr von Sterneck unterscheidet in seinem Berichte über die Expedition der Isbjörn auch in dem Gebiete nördlich von Norwegen blaues und meergrünes Wasser.[2]

Große Flächen des Polarmeeres sollen durch Diatomeen grün gefärbt erscheinen.

328. Die großen Quantitäten der Fucuspflanzen verursachen die grüne Färbung des Sargasso-Meeres, sowie der anderen Gebiete dieser Art. Schon die Alten kannten die „Atlantischen Krautwiesen", welche, umschlossen von den ringförmigen Strömungen, ein weit ausgedehntes Areal einnehmen, und mit ewig grünenden, geselligen, von unzähligen Seethierchen bewohnten Pflanzen bedeckt sind.[3] Seegras und Tang verändern auch an andern Orten den farbigen Gesammteindruck, welchen der Anblick des Meeres bietet.

329. Dass die Farbe des Seewassers von der Bodenbeschaffenheit beeinflusst wird, geht unter andern auch aus dem Umstande hervor, dass die Seeleute thatsächlich die Lage der Untiefen, welche so wenig Wasser haben, dass sie den Fahrzeugen gefährlich werden, selbst dann erkennen, wenn gar kein Seegang vorhanden ist, der sich bricht, und ihnen somit kein anderer Anhaltspunkt übrig bleibt, als die geänderte Farbe des Meeres.

P. Secchi ist auf Basis seiner Untersuchungen zur Ansicht gekommen. dass in den Gewässern von Civitavecchia eine directe Beeinflussung durch die Farbe des Meeresgrundes bei Tiefen über 60 Meter nicht mehr stattfinden könne. Dagegen wird, wie bereits erwähnt, die Durchsichtigkeit, und wie hier angefügt werden muss, auch die Farbe, sehr wesentlich durch die im seichten Wasser vom Seegange aufgewühlten Schlammtheilchen modificirt. Die blaue Färbung macht hiebei in der

---

[1] Petermanns Mittheilungen. 1877, 23. Die Eisbewegung im Grönländischen Meere. — Im Zeitraume vom 12. März bis 13. August beobachtete Dorst 101mal blaues Wasser bei —0·24° R. (—0·30° C.), 69mal grünes bei —0·48° R. (—0·60° C.) 95mal blaues bei der Dichte von 1·0280, endlich 60mal grünes bei 1·0285.

[2] Auch Anmerkungen über die Durchsichtigkeit des Wassers sind angefügt, welche die Angaben Hoods nicht zu bestätigen scheinen.

[3] Oscar Peschel: Geschichte des Zeitalters der Entdeckungen. Stuttgart, 1877, II.

Regel einer bräunlichen Platz. Kapitän Frank Thomson (vgl. die Challenger-Rapporte), sowie eine sehr bedeutende Zahl älterer und neuerer Autoren, bestätigen diese Erfahrung.

Neben der grünen bildet daher eine graue oder bräunliche Nüance die häufigste Abweichung von der blauen Färbung. In dieser Beziehung ist nicht nur auf das Aufwühlen des Grundes durch den Seegang hinzuweisen. Die Wirkung der Brandung am Ufer, das Abschwemmen der Schlammtheile in Buchten und Canälen durch die Gezeit-Strömungen, endlich die vom Wasser der einmündenden Flüsse mitgeführten festen Theilchen können als weitere Ursachen hinzugefügt werden.

330. Die Namen vieler Meeresgebiete deuten auf eine Abweichung von der gewohnten blauen Färbung des Wassers hin. Doch ist der Schluss vom Namen auf die Farbe nicht immer zutreffend. Beispielsweise nehmen Smith und Cluver an, dass der Ausdruck „Schwarzes Meer“ von den dichten Nebeln herzuleiten sei, welche dasselbe bedecken. Auch im Türkischen sagt man: „Schwarzes Meer“, „Kara Denghis“. Es wird aber behauptet, dass das Wasser daselbst hellfarbiger sei, als anderwärts.

Das Purpur-Meer (der Californische Meerbusen) soll durch kleine Krebse und Krabben, das Grüne Meer (der Persische Busen) durch grüne Thierchen, das Gelbe Meer dagegen durch den gelben Schlamm des Hoang-ho, eine dem Namen entsprechende Färbung erhalten.[1]

331. Humboldt beobachtete an Strömen Süd-Amerikas eine kaffeebraune Färbung des Wassers, und zwar in Folge beigemengter Substanzen. Diese Färbung wich einer grasgrünen, wenn der Wind das Wasser bewegte. — W. Thomson in dem „Preliminary account zur Challenger-Reise“ bemerkt, dass einzellige Algen häufig in solcher Menge vorkommen, dass sie das Wasser auf einem Areale von vielen Meilen zu entfärben vermögen.

Nach Maury endlich verwandeln bisweilen dichtschwärmende Organismen das Aussehen des Meeres und zwar je nach ihrer eigenen Farbe in hochroth, braun, schwarz, oder weiß. Die entstehenden Striche derartig gefärbten Wassers dehnen sich besonders im Indischen Oceane bisweilen soweit hin, als das Auge reichen kann.

---

[1] Vgl. G. A. v. Klöden: Handbuch der Physischen Geographie. Berlin, 1866, V.

VII. Abschnitt.

Die Wellen des Meeres.

A. Wasserwellen überhaupt.

332. Wenn die Kräfte, die auf einen flüssigen, in Ruhe befindlichen Körper einwirken, eine Umgestaltung erfahren, sei es, das neue Kräfte hinzukommen, sei es, dass die schon vorhandenen sich ändern, so erfüllt die ursprüngliche Begrenzung nicht mehr die Bedingungen des Gleichgewichts, es tritt eine Veränderung des Niveau ein. Die Flüssigkeits-Theilchen erleiden einen Zug, der sie aus der alten Ruhelage in eine neue zu bringen strebt, und der so lange anhält, bis sie diese wirklich erreicht haben. Sie folgen diesem Zuge mit stets zunehmender Geschwindigkeit, die (abgesehen von etwaigen Bewegungshindernissen) ihr Maximum in dem Augenblicke erreicht, in welchem sie in der neuen Gleichgewichtslage angelangt sind. In Folge der Trägheit setzen sie aber ihre Bewegung noch fort, und da der Zug der vorhandenen Kräfte immer gegen die Gleichgewichtslage gerichtet ist; so wirkt er in diesem Stadium der Bewegung entgegen, verringert die den Theilchen innewohnende Geschwindigkeit, bis dieselbe gänzlich aufgezehrt ist, und veranlasst hierauf eine abermalige Annäherung an die neue Ruhelage. Das Spiel dauert fort, die Theilchen oscilliren pendelartig um diese Lage hin und her, jedoch in Folge der Reibung mit immer kleiner werdenden Ausschlägen, bis endlich die Bewegung unmerklich wird und schließlich ganz aufhört. Das neue Niveau ist nun hergestellt.

Das Hin- und Herschwingen geschieht jedoch nur selten in geradlinigen Bahnen. Denkt man sich nämlich die erste Störung des Niveau als eine Erhöhung oder Vertiefung, so sind zum Ausgleiche, wegen der geringen Zusammendrückbarkeit des Wassers, Bewegungen nöthig, deren Richtungen aus der horizontalen und verticalen combi-

nirt sind. Die aufeinander folgenden Erhöhungen und Vertiefungen bilden das Wellen-Phänomen. Schreiten die Wellen, oder wie man leichter übersehen kann, deren höchste Theile stetig über eine Wasserfläche vorwärts, so heißen sie **fortschreitende**, kommen dagegen die größten Erhöhungen und Vertiefungen nur an gewissen, durch Abstände getrennten Stellen vor, so nennt man sie **stehende**. Ein zweiter Unterschied dieser beiden Gattungen besteht darin, dass bei den fortschreitenden Wellen die aufeinander folgenden Theilchen successive ihre Bewegungen beginnen, also auch nach und nach die größten Ausschläge erreichen, während bei den stehenden alle Theile gleichzeitig die Ruhelage passiren und auch gleichzeitig ihre Maximal-Entfernungen von der letzteren einnehmen.

333. Die Erscheinung der Wellenbildung im Wasser ist von hohem wissenschaftlichem Interesse; ihre genaue Kenntnis muss aber auch für viele praktische Zwecke, vielleicht in erster Linie für die Bestimmung der richtigen Schiffs-Construction, als unentbehrlich betrachtet werden.

Newton stellte zuerst eine eingehendere Theorie der Wellenbewegung auf.[1] Da er jedoch von den Schwingungen ausging, welche das Wasser in communicirenden Gefäßen ausführt, so haben viele seiner Schlüsse nur auf stehende Wellen Anwendung. Er erkannte, dass die Geschwindigkeit der horizontalen Fortpflanzung proportional ist der Quadratwurzel aus der Wellenlänge, was auch von der modernen Theorie für fortschreitende Wellen bei großer Wassertiefe als Näherung angenommen wird.

Laplace, **Lagrange**, **Faugergues**, besonders aber **Gerstner**,[2] dessen Arbeiten außerhalb Deutschlands leider nur wenig berücksichtigt wurden, **Poisson**[3] und **Cauchy**[4] machten sich durch theoretische Leistungen in der Wellentheorie besonders verdient.

Bidone scheint der erste gewesen zu sein, welcher umfassende und systematisch angeordnete Experimente zur Prüfung der Theorie vorgenommen hat. Bei seinen zu Turin[5] durchgeführten Versuchen stützte er sich größtentheils auf Poisson. — Wichtiger jedoch sind die classischen

---

[1] Philosophiae naturalis principia mathematica, Lib. II. 8

[2] Franz **Gerstner**: Theorie der Wellen. Prag, 1804.

[3] Mémoires de l'Acad. des Sc. Paris, 1816.

[4] Mémoires présentés par divers savants à l'Acad. Paris, I, 1827.

[5] Memorie d. R. Acc. d. Scienze di Torino, 1820.

Arbeiten der Gebrüder Weber,[1] welche durch mustergiltige Experimente und durch eingehende Kritik aller damals bekannten Theorien eine feste und sichere Basis für die weitere Forschung herstellten.

Die zahlreichen Beobachtungen der Seefahrer, unter welchen Dr. Scoresby einen der hervorragendsten Plätze einnimmt, bahnten endlich den Weg zur modernen Trochoiden-Theorie. Ferrel, Airy,[2] Rankine, Froude u. a. kamen zu Resultaten, deren praktische Verwertbarkeit schon gegenwärtig außer jedem Zweifel steht, wenngleich noch manche Lücke und noch manche Unsicherheit bestehen mag. Von möglichst zahlreichen und gewissenhaft angestellten Beobachtungen zur See lässt sich erwarten, dass sie nicht nur weitere Bestätigungen der Theorie ergeben, sondern auch deren Ausbau wesentlich fördern werden.

334. Erregt man Wellen dadurch, dass man einen Gegenstand ins Wasser wirft, so kann man ohne Mühe beobachten, wie in concentrischer Anordnung auf die erste oder primäre Welle eine Reihe von secundären folgt.

Weiter ist auch zu ersehen, dass jede folgende Welle niedriger ist und langsamer fortschreitet, als die vorhergegangene; Verhältnisse, welche von Cauchy gründlich untersucht wurden.

Von demjenigen Punkte, woselbst die Störung stattgefunden hatte, entwickelt sich, wie von einem Centrum aus, die Bewegung nach allen Richtungen hin. In dem Maße aber, als sich die Wellen auf größere Räume ausbreiten, verlieren sie an Höhe.

Das Charakteristische der Wellenbewegung liegt darin, dass sich im wesentlichen nur die Form der Bewegung auf größere Distanzen weiterpflanzt, während die Theilchen selbst nur geringe Ortsveränderungen erleiden. Ein auf dem Wasser schwimmender Gegenstand wechselt bekanntlich nur wenig seine Stelle, die vorbeiziehenden Wellen werfen ihn zwar auf kurzen Abständen hin und her, auf und ab, — nehmen ihn aber doch nicht mit; es wäre denn eine Strömung im eigentlichen Sinne des Wortes, neben der Wellenbewegung, vorhanden. Wegen dieser geringen Beeinflussung eines schwimmenden Körpers, kann man die Geschwindigkeit eines Schiffes mittels des Loggs auch bei bewegter See bestimmen.

---

[1] E. H. Weber und W. Weber: Die Wellenlehre auf Experimente gegründet. Leipzig, 1825.

[2] G. B. Airy: Tides and Waves, Encyclopædia metropolitana — und Abhandlungen in den Phil. Transactions.

Fig. 56.



335. Wie die Gebrüder Weber beobachtet haben, durchlaufen, bei einer fortschreitenden Welle, die einzelnen Wassertheilchen mit gleichförmiger Geschwindigkeit nahezu kreisförmige oder elliptische Bahnen. Das Fortschreiten der Welle kommt dadurch zu Stande, dass die bewegten Partikelchen die nachbarlich liegenden, diese aber wieder die weiteren zu ähnlichen Schwingungen anregen, und zwar derart, dass jedes folgende Theilchen seinen Weg etwas später beginnt als das vorhergehende. Die Ebenen der durchlaufenen Curven stehen normal zum neuen Niveau, das heißt sie enthalten die Resultirenden der die Gleichgewichtslage bedingenden Kräfte. Denkt man sich eine solche Normal-Ebene erweitert, so heißt ihr Schnitt mit der gestörten Wasserfläche ein „Wellen-Profil".

Es ist von Wichtigkeit, festzuhalten, dass, wenn sich die Theilchen mit dem Zeiger der Uhr bewegen, die Fortpflanzung der Welle gegen die rechte Hand des Beobachters stattfindet, im entgegengesetzten Falle aber gegen die linke.

Die beistehende Fig. 56, ein Wellen-Profil darstellend, soll dies veranschaulichen und gleichzeitig die Bahn-Tangenten der in gewissen Schwingungs-Phasen befindlichen Partikelchen, d. h. deren Bewegungsrichtungen andeuten. Die mit Weisern versehenen Ziffern bezeichnen die Lage der Wassertheilchen in den verschiedenen Schwingungs-Phasen, während die entsprechenden Ziffern, ohne beigefügten Accent zur Markirung der Geraden dienen, welche die Centra der Bahnen trägt.

Diese Gerade ist übrigens nicht mit der Ruhelage der Theilchen „dem neuen Niveau" zu verwechseln, sie liegt vielmehr etwas höher.[1] Ein Blick auf die Figur zeigt nämlich, dass die durch den krummen und geraden Zug begrenzten Flächen ungleich sind, indem das obere Areal kleiner ist als das untere. Dies auszugleichen, erscheint es

---

[1] In Übereinstimmung mit den neueren englischen Forschungen beträgt diese Erhöhung $\frac{r^2\pi}{\lambda}$, wobei r den Halbmesser (die verticale Axe) der von den Theilchen beschriebenen Bahnen, π die Ludolfische Zahl und λ die sogenannte Wellenlänge — in der Figur die Strecke 1, 9 — bedeutet.

nun nothwendig, die beregte tiefere Lage des neuen Niveau anzunehmen. Die überlegene Ausdehnung des unterhalb liegenden Areales haben die Gebrüder Weber experimentell constatirt. In der Figur ist die Bewegung der Theilchen kreisförmig angenommen, eine Supposition, welche, obwohl die denkbar einfachste, dennoch zur Erklärung vieler Erscheinungen ausreicht.

336. Eine über den Träger der Mittelpunkte gehobene, zusammenhängende Wassermasse bildet einen Wellenberg, eine unter denselben fallende Einhöhlung ein Wellenthal. Je ein Berg und ein Thal zusammen machen eine Welle. Die horizontale Ausdehnung derselben in der Richtung der Fortpflanzung heißt die Wellenlänge, der verticale Abstand des höchsten und tiefsten Punktes die Wellenhöhe.

Zwei Wassertheilchen befinden sich im gleichen Schwingungszustande oder in gleicher Schwingungs-Phase, wenn sie homologe Punkte ihrer Bahnen — beispielsweise beide die höchsten oder tiefsten Lagen — einnehmen. Sind die aufeinanderfolgenden Wellen so nahe congruent, dass man ihre Verschiedenheiten vernachlässigen kann, so wird die Länge auch als der horizontale Abstand eines Punktes von dem nächsten desselben Profiles definirt, der sich mit ihm in gleicher Schwingungs-Phase befindet. Der Inbegriff (der geometrische Ort) aller höchsten Punkte derselben Welle, welche, im Sinne senkrecht auf die Fortpflanzungs-Richtung, nebeneinander liegen, heißt der Wellenkamm oder Rücken, jener dagegen der tiefsten Punkte die Thalsohle. Die Zeit, in welcher ein Wassertheilchen seine Bahn vollendet, die Welle also um ihre eigene Länge fortschreitet, heißt die Periode.

Manchmal zählt man auch die Wellen von Thalsohle zu Thalsohle. In diesem Falle nennt man den Theil, welcher auf der Seite der Fortpflanzungs-Richtung liegt, den Vordertheil, den anderen aber den Hintertheil.

Im Folgenden wird die Wellenlänge mit λ, die Höhe mit η, die Periode mit T und die horizontale Fortpflanzungs-Geschwindigkeit mit V bezeichnet. Aus der Natur der Sache ergibt sich zunächst:

$$\lambda = V . T \qquad 1.)$$

Bei jenen Wellen, welche von einem Mittelpunkte ausgehen, bilden die Kämme und Sohlen nahezu concentrische Kreise. Die in der Natur auftretenden, zumal aber die durch den Wind erzeugten, entstehen jedoch, wie im folgenden Kapitel angedeutet werden soll, durch Vereinigung der von verschiedenen Centren herrührenden Bewegungen, weshalb ihre Kämme und Sohlen nicht mehr kreisförmig

erscheinen. Mitten auf dem Oceane kann man, nach dem Aufhören eines Sturmes, eine Reihe von Wellen antreffen, deren Dimensionen nur wenig von einander abweichen, und deren Kämme und Sohlen anscheinend nahezu parallele Gerade vorstellen. Es wäre dies näherungsweise eine sogenannte einfache oder unabhängige Wellenreihe, welche sich jedoch, theoretisch genommen, nur auf einer unbegrenzten Wasserfläche bei unbedingter Verschiebbarkeit der Partikelchen und bei unendlich großer Meerestiefe vollkommen entwickeln könnte. Die weitern Betrachtungen gelten nun größtentheils nur für Wellenreihen dieser Art, sie bleiben aber doch die Basis für die Untersuchung complicirterer Fälle, indem sie entweder eine Annäherung an die Wirklichkeit darstellen, oder aber ausreichende Erklärungen für Theilerscheinungen liefern.

Es wird noch gut sein, darauf hinzuweisen, dass die Höhe der Welle wohl immer den Verticalaxen der Bahnen, in welchen sich die einzelnen Theilchen am Niveau bewegen, gleichkommt, die Länge der Welle aber die Horizontalaxen mehrfach übertrifft, wie aus dem Folgenden noch klarer hervorgehen wird.

337. Die in Figur 56 dargestellte Curve heißt eine Trochoide. Sie ist mit der gedehnten (geschweiften) Cycloide identisch, wie unmittelbar aus der Art ihrer Construction hervorgeht. Denkt man sich nämlich einen Kreis von einem Umfange gleich der Wellenlänge λ, also vom Halbmesser $R = \frac{\lambda}{2\pi}$ unter einer Horizontalen weiter rollen, so beschreibt ein Punkt der Kreisfläche, dessen Abstand vom Centrum kleiner als R, und gleich dem Radius r der von den Wassertheilchen durchlaufenen Bahnen ist, die mehrbezeichnete Curve.

Wird im Grenzfalle $r = R$, so geht die Trochoide in eine gemeine Radlinie (Cycloide) über, und die Wellenberge weisen gegen oben hin Spitzen auf. Für $r > R$ hätte man eine verkürzte (verschlungene) Cycloide, welche jedoch erfahrungsgemäß als Wellen-Profil nicht vorkommt. Es ist also $r \leqq R$ oder $2r \leqq \frac{\lambda}{\pi}$, d. i. immer $2r < \lambda$, wie im vorigen Artikel angedeutet wurde.

338. Nach den von den Gebrüdern Weber mittels ihres Apparates, der sogenannten Wellenrinne, angestellten Versuchen, erstreckt sich die oscillirende Bewegung der Wassertheilchen bis zu einer Tiefe, welche der 350fachen Wellenhöhe gleichkommt. Demnach würde im Quarnero eine Wellenhöhe an der Oberfläche von etwa 2 Dcm. und im Golfe von Triest schon eine solche von 1 Dcm. ausreichen, um das Wasser bis zum Grunde in Bewegung zu erhalten, während in der Gegend

der größten Tiefe der Adria hiezu fast 5 Meter erforderlich schienen. Indes fanden Weber einen merklichen Unterschied in der Gestalt der Bahnen, da dieselben ganz nahe der Oberfläche fast kreisförmig sind, mit der Zunahme der Tiefe aber eine rasche Verkürzung der verticalen Ellipse-Axen erfahren, u. z. derart, dass schon bei einer Tiefe, gleich der 120-fachen Wellenhöhe, der verticale Theil der Bewegung kaum mehr beobachtet werden kann.

Indem nun die neueren englischen Forscher schon fertige oceanische Wellen, u. z., speciell „unabhängige Wellenreihen“ im Auge haben, nehmen sie die Bewegung der Wassertheilchen in der Tiefe auch als kreisförmig an. In Übereinstimmung mit Gerstner und Poisson finden sie, dass für Abstände von der Oberfläche, welche in arithmetischer Progression wachsen, die Durchmesser der Bahnen (Wellenhöhen) sich in geometrischer Progression verkleinern. Nach Professor Rankine („Shipbuilding, Theoretical and Practical“) sind in Tiefen von $^1/_9$, $^2/_9$, $^3/_9$, $^4/_9$, $^5/_9$ . . . der Wellenlänge, die Bahnendurchmesser nur mehr $^1/_2$, $^1/_4$, $^1/_8$, $^1/_{16}$, $^1/_{32}$ . . . derjenigen an der Oberfläche. In einer Tiefe gleich der Wellenlänge hat man also nur mehr 0·002 der oben auftretenden Höhe. Professor Stokes nimmt an, dass, wenn das Wasser tiefer ist, als die halbe Wellenlänge, keine wesentliche, in der Praxis fühlbare Beeinflussung durch die Reibung am Grunde und durch die Unnachgiebigkeit desselben mehr stattfinden könne.

339. Zur Erkenntnis der Wellen-Structur im Innern des Wassers ist es nothwendig, hinzuzufügen, dass, wie durch die Versuche von Weber festgestellt wurde, die verticale Fortpflanzung einer Störung an der Oberfläche, gegen die Tiefe hin, eine nahezu momentane ist, das heißt nämlich, dass fast in demselben Augenblicke, als die Welle an der Oberfläche erzeugt wird, auch schon in der Tiefe die Bewegung der Wassertheile stattfindet. Da es sich noch weiter zeigt, dass einerseits die Fortpflanzung im horizontalen Sinne für alle Tiefen dieselbe Geschwindigkeit behält, sowie auch, dass anderseits die Wellenlängen oben und unten nicht differiren, so bleiben im ganzen Verlaufe der Erscheinung die vertical unter einander befindlichen Theilchen in derselben Schwingungs-Phase. — Die Erhöhung der früheren Ruhelage zum Träger der Bahn-Mittelpunkte wird (der früher unter dem Texte gegebenen Formel entsprechend), wegen der Abnahme von r, mit der Tiefe geringer. Durch die vermeinte Erhöhung tritt aber auch eine Hebung des Schwerpunktes der ganzen in Wellenbewegung befindlichen Masse ein, wozu eine von der anregenden Kraft zu leistende Arbeit „die potentielle Arbeit der Welle“ erforderlich ist.

Denken wir uns in ruhiger See eine verticale Wassersäule, so wird dieselbe, oder genauer gesagt, der Inbegriff der sie formirenden Theilchen, bei eingetretener Wellenbewegung im Sinne der horizontalen Fortpflanzung hin- und herpendeln, wobei sich die Masse stets nach derjenigen Seite wendet, wo gerade der nähere Wellenkamm steht. Da sich die obern Theile in grössern Kreisen bewegen, als die unteren, so erfährt die Säule eine abwechselnd stärkere und schwächere Krümmung, welche nur bei Passirung des Kammes und der Sohle, d. i. wenn die Säule eben vertical steht und ihre größte, beziehungsweise kleinste Höhe erreicht hat, in Null übergeht. Im Wellen-Profile bleiben die Areale der Schnitte mit der Säule constant. „Sehr oft hat man diese anfänglich verticalen Säulen der Wassertheilchen mit den Halmen eines Kornfeldes verglichen, die durch Hin- und Herschwanken eine Welle bilden, welche über die Fläche des Feldes hinläuft. Wenngleich nun dieser Vergleich in mehreren Punkten zutrifft, so besteht doch ein wesentlicher Unterschied darin, dass die Kornhalme von constanter Länge sind, während sich die Wassersäulen in der Nähe des Wellenkammes verlängern und in der Nähe des Wellenthales verkürzen".[1]

340. Bisher wurden die denkbar einfachsten Verhältnisse im Auge behalten. Im besonderen aber erscheint es von Wichtigkeit, darauf hinzuweisen, dass die Tiefe als unendlich groß vorausgesetzt, d. h. dass der Widerstand des Meeresgrundes vernachlässigt wurde. Sind auch die untersten Wasser-Partien in wirklicher Schwingung, d. h. ist die Wassertiefe im Verhältnisse zur Wellenlänge gering, so muss durch die Reibung am Boden eine Verzögerung der Bewegung eintreten, welche sich bis nach oben hin geltend macht. — **Airy** hat den Zusammenhang zwischen der horizontalen Fortpflanzungs-Geschwindigkeit V, der Wellenlänge λ und der Wassertiefe h durch folgende Gleichung dargestellt, bei welcher das Wasser nur so tief supponirt ist, dass die Ausdehnung der **Wellenhöhe** vernachlässigt werden darf:

$$V^2 = \frac{g\lambda}{2\pi} \frac{e^{\frac{2\pi h}{\lambda}} - e^{-\frac{2\pi h}{\lambda}}}{e^{\frac{2\pi h}{\lambda}} + e^{-\frac{2\pi h}{\lambda}}} \qquad 2.)$$

Hiebei bedeutet g die Acceleration der durch die Fliehkraft modificirten

---

[1] Vgl. hier u. a. a. O. W. H. **White**, Handbuch für Schiffbau; deutsche Übersetzung von Otto **Schlick** und A. van **Hüllen**. Leipzig, 1879.

Gravitation,[1] π die Ludolfische Zahl und e die Grundzahl der natürlichen (Neper'schen oder hyperbolischen) Logarithmen.

Setzt man zum Zwecke der bequemeren Berechnung:

$$e^{-\frac{2\pi h}{\lambda}} = \cos\psi \qquad 3)$$

wo ψ einen Hilfswinkel vorstellt, so erhält man, logarithmisch brauchbar

$$V^2 = \frac{g\lambda}{2\pi} \cot 2\,\psi \qquad 4)$$

Durch Benützung der Gleichungen 1) und 2) oder bequemer derjenigen 1), 3) und 4) ist man in der Lage, aus zwei der Größen T, V, λ und h die übrigen durch Rechnung zu finden.[2]

341. In der Praxis jedoch reichen gewöhnlich vereinfachte Näherungsformeln aus, indem der Quotient $\frac{h}{\lambda}$ entweder sehr groß oder aber sehr klein anzunehmen ist. Das erstere findet häufig bei den durch

---

[1] Im englischen Maße ist, soferne man unter φ die geographische Breite versteht:

$$g = 32\cdot09\,(1 + 0\cdot0051 \sin^2\varphi) \text{ engl. Fuß.}$$

Im Metermaße dagegen wurde schon an anderer Stelle (vgl. VI. Abschn. A) nach Listing angeführt:

$$g = 9\cdot780728 - 0\cdot050875 \sin^2\varphi \text{ Meter.}$$

[2] In vielen Fällen wird die nachfolgende „Airy'sche Tabelle" ausreichen, um die stündliche Geschwindigkeit der horizontalen Wellenfortpflanzung in englischen Meilen (à 5280 engl. Fuß = 1609·3 M.) aus dem doppelten Eingange: Tiefe in engl. Faden (à 1·829 M.) und Länge der Welle in engl. Fuß (à 0·3048 M.) mit genügender Genauigkeit entnehmen zu können.

Tiefe in engl. Faden	Wellenlänge in engl. Fuß				
	1000	10.000	100.000	1,000.000	10,000.000
1	3·86	3·86	3·86	3 86	3·86
10	12·21	12·22	12·22	12·22	12·22
100	36·40	38·64	38·66	38·66	38 66
1000	48·77	115·11	122·18	122·27	122·27
10000	48·77	154·25	364·92	386·40	386·66
100000	48·77	154·25	487·79	1151·11	1222·27

Wind erzeugten, das letztere aber bei den durch Erdbeben oder secundär durch Flut und Ebbe entstandenen Wellen statt.

a) Ist $\frac{h}{\lambda}$ sehr groß, so kann man näherungsweise $\cot\psi = \infty$, also $\psi = 0$ und $\cos 2\psi = 1$ setzen. Man erhält hiedurch

$$V^2 = \frac{g\lambda}{2\pi} \tag{5}$$

Ist h auch nur gleich $\frac{\lambda}{2}$, so weicht der genau berechnete Wert von $\cos 2\psi$ erst in der dritten Decimalstelle von Eins ab; ist daher $h > {}^1/_2\lambda$, so ist man wohlberechtigt mit Stockes die Formel 5) anzuwenden.

Setzt man $g = 9{\cdot}806$ M., was für die Breite von 45° zutrifft, so ist genähert

$$\sqrt{\frac{g}{2\pi}} = 1{\cdot}25 \text{ und somit:}$$

$$V = 1{\cdot}25\sqrt{\lambda} \tag{6}$$

Die Geschwindigkeit ist also der Quadratwurzel aus λ nahe proportionirt, wie schon Newton angegeben hat.

b) Ist $\frac{h}{\lambda}$ sehr klein, so findet man die Näherungsformel, indem man zunächst Zähler und Nenner des zweiten Factors der Formel 2) durch $e^{\frac{2\pi h}{\lambda}}$ dividirt, sodann in Reihen entwickelt, die Division ausführt, und die höheren Potenzen vernachlässigt:

$$V^2 = \frac{g\lambda}{2\pi}\,\frac{e^{\frac{4\pi h}{\lambda}} - 1}{e^{\frac{4\pi h}{\lambda}} + 1} = \frac{g\lambda}{2\pi}\,\frac{1 + \frac{4\pi h}{\lambda} + {}^1/_2\left(\frac{4\pi h}{\lambda}\right)^2 + \ldots - 1}{1 + \frac{4\pi h}{\lambda} + {}^1/_2\left(\frac{4\pi h}{\lambda}\right)^2 + \ldots + 1} =$$

$$= \frac{g\lambda}{2\pi}\left(\frac{2\pi h}{\lambda} + \ldots\ldots\ldots\ldots\right)$$

also genähert:

$$V^2 = \frac{g\lambda}{2\pi}\cdot\frac{2\pi h}{\lambda} = gh \tag{7}$$

Dr. Hann berechnet, dass eine Erdbeben-Welle von nur 100 naut. Meilen Länge, welche durch einen 3000 Faden (5487 M.) tiefen Ocean schreitet, nach der vollständigen Airy'schen Formel eine Geschwindigkeit von 230·6 M. per Secunde, nach der eben angegebenen Näherungsformel aber eine solche von 231·9 M. hätte. Der Unterschied ist also sehr gering, woraus die Brauchbarkeit der Formel 7) einleuchtet.

Für die Berechnung von h aus V hat man nach 7):

$$h = \frac{V^2}{g} \tag{8}$$

wie Scott Russel schon auf empirischem Wege gefunden hat.

Während nach *a)* die Geschwindigkeit der Welle im tiefen Wasser nur von ihrer Länge abhängt, besteht, nach *b)*, im seichten Wasser diese Dependenz nur von der Tiefe. (Vergl. die Airy'sche Tabelle.)

342. Da die Wassertheilchen gekrümmte Bahnen durchlaufen, so muss hiebei eine Centrifugal-Kraft wachgerufen werden. Ist die Bahn ein Kreis vom Halbmesser r, und wird dieselbe während der Periode T durchlaufen, so hat man bekanntlich als Acceleration der vermeinten, bei einer kreisförmigen Bahn allenthalben constanten Fliehkraft:

$$\gamma = \frac{4r^2\pi^2}{T^2} : r$$

Setzen wir weiter voraus, die Welle bewege sich in tiefem Wasser, so ergibt sich nach den Formeln 1) und 5):

$$T^2 = \frac{\lambda^2}{V^2} = \lambda^2 : \frac{g\lambda}{2\pi}$$

$$T^2 = \frac{2\pi\lambda}{g}$$

somit:

$$\frac{\gamma}{g} = \frac{2r\pi}{\lambda} = \frac{r}{R}, \tag{9}$$

wobei R dieselbe Bedeutung hat wie im Art. 337.

Um daher durch Construction die Resultirende der die Ruhelage des Niveau bedingenden irdischen Schwere und der soeben gedachten Fliehkraft für irgend einen Bahnpunkt zu erhalten, betrachte man zunächst den Halbmesser dieses Punktes als die Darstellung der Fliehkraft, dann gibt eine durch den Mittelpunkt nach aufwärts gezogene verticale Strecke von der Länge R die Richtung und Größe der Gravitation. Die beiden, in dieser Weise graphisch versinnlichten Kräfte können nach dem Gesetze des Kräfte-Parallelogramms zu einer Resultirenden vereinigt werden. Diese Resultirende ist eine Normale an die Wellenfläche; sie ist vertical für den Punkt des Kammes und für jenen der Sohle, erreicht dagegen ihre größte Neigung an den Inflexionspunkten, d. h. dort, wo der concave Theil des Profiles an dem convexen stößt. Heißt der Neigungswinkel α, so ergibt sich dessen Maximum aus:

$$\sin\alpha = \frac{r}{R} = \frac{\eta\pi}{\lambda}$$

oder genähert in Graden:

$$\alpha = 180^\circ \frac{\eta}{\lambda}$$

343. Denken wir uns ein Floß auf der Oberfläche schwimmen, so wird dessen Mast stets nahezu mit der Normalen an die Wellenfläche übereinstimmen, also im allgemeinen sich gegen die nächste Sohle hin neigen. Eine unten beschwerte, genügend tief tauchende Stange dagegen wird den Oscillationen der früher erwähnten verticalen Wassersäulen folgen und sich bei ihren Bewegungen gegen den Kamm hin stellen. Ein Schiff nun, welches sowohl vertical als horizontal namhaft ausgedehnt ist, kann weder die Bewegungen des Floßes, noch jene der Stange genau copiren, sondern muss gewisse, seinen Dimensions-Verhältnissen entsprechende Bewegungen ausführen, die übrigens noch weiter von der, dem betreffenden Schiffe eigenthümlichen Periode der Schwingungen im ruhigen Wasser, sowie von dem Widerstande gegen dieselben, abhängen. Hierauf gründen sich die wichtigen Froude'schen Untersuchungen.

344. Aber nicht nur die Richtung der Resultirenden aus Schwer- und Centrifugal-Kraft, auch ihre Intensität ist, wie aus der oben besprochenen Construction hervorgeht, beträchtlichen Schwankungen unterworfen. Am Wellenkamme wirken die beiden Kräfte gerade entgegengesetzt, die Resultirende hat also das Minimum der Intensität, ausgedrückt durch die Strecke $R-r$; auf der Sohle dagegen summiren sich die beiden Kräfte und man hat das Maximum $R+r$.

Kapitän Mottez berichtet, dass das Gewicht eines Flottanten bei Passirung einer langen Welle von etwa 26 Fuß Höhe im Verhältnisse von 12 : 8 geschwankt habe. Berechnet man hieraus die Wellenlänge, so findet man das ziemlich wahrscheinliche Resultat 408 Fuß.

Im allgemeinen lässt sich annehmen, dass das wirksame Gewicht eines Schiffes am Kamme einer gewöhnlichen oceanischen Welle um $^1/_4$ oder $^1/_5$ geringer ist als dasjenige desselben Schiffes in der Sohle. Auf dieser Thatsache basirt denn eine Reihe von Projecten, den Seegang als arbeitleistende Kraft auszubeuten. Die erste derartige Idee stammt von Spencer Deverell.

345. Von großer Wichtigkeit für das Verständnis der Wellenerscheinungen ist das bekannte Gesetz der Interferenz, nach welchem verschiedene Wellenzüge, unbehindert durch einander, eine beliebige Stelle des Mediums passiren. Ein Theilchen daselbst beschreibt die Resultirende der Bewegungen, die ihm in Folge der einzelnen Wellenzüge zukämen. Hiebei kann es eintreten, dass sich entgegengesetzte, gleich starke Bewegungen vernichten und dass momentane Ruhe herrscht, oder

aber dass in dem andern extremen Falle entweder locale Erhöhungen von bedeutender Größe, die sogenannten Wellenköpfe oder aber ähnlich starke Einsenkungen entstehen.

Die Interferenz im Vereine mit der Reflexion bewirkt auch die Erscheinung der stehenden Wellen. Trifft nämlich ein Zug auf einen festen Widerstand, so wird er nach ähnlichen Gesetzen reflectirt, wie ein aufstoßender elastischer Körper. — Die in einem enger begrenzten Becken auftretenden Wellen erfahren wiederholt solche Reflexionen und es kommt in Folge der Interferenz schließlich dahin, dass die Wellenkämme nicht mehr über die Wasserfläche hinlaufen, sondern nur in fixen Positionen mit den Sohlen abwechseln. Während an gewissen Stellen „den „Knoten“ gar keine Niveau-Änderung stattfindet und die Theilchen daselbst nur im horizontalen Sinne hin- und herschwingen, erreichen an anderen Orten die Erhöhungen und Vertiefungen Maximal-Beträge, welche die größten früheren Ausschläge übersteigen, und verfolgen die Theilchen an denselben fast ausschließlich einen verticalen Weg. In den dazwischen liegenden Räumen treten combinirte Erscheinungen zu Tage.

Ist die Länge l eines solchen Beckens sehr beträchtlich gegenüber der Tiefe h, so ist, wenn T wieder die Periode bezeichnet:

$$T = \frac{2l}{\sqrt{gh}} \tag{10}$$

B. Durch den Wind erzeugte Wellen.

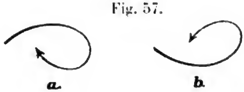
Allgemeine Beziehungen.

346. Befindet sich die Atmosphäre längs der Meeres-Oberfläche in Bewegung, so bewirkt die namhafte Reibung ein Mitreißen der verschiebbaren Wassertheilchen und es bilden sich, da der Wind nach Stärke und Richtung nicht allenthalben constant ist, sowie auch, da er nicht überall parallel zur Oberfläche weht, Unregelmäßigkeiten des Niveau, welche als Erhebungen und Vertiefungen wahrnehmbar sind.

Unter dem Einflusse der irdischen Schwere und der sonstigen, die Ruhelage der freien Oberfläche bedingenden Kräfte werden daher, so oft als Schwankungen des Windes auftreten, Oscillationen der Wassertheilchen eingeleitet, welche als die Anfänge der entstehenden Wellenzüge zu betrachten sind. Die Partikelchen beschreiben hiebei, die Ruhelage suchend und über dieselbe hinauspendelnd, unter dem fortdauernden Eindrucke des Windes, allerdings nicht genaue Kreise oder Ellipsen, ja überhaupt nicht geschlossene Linien, sondern sie durchlaufen Curven etwa von der Art, welche die folgende Figur 57 darstellt.

Hiedurch fallen die Profile der Wellen weit complicirter aus, als dies durch die vorausgehende Figur 56 ersichtlich gemacht wurde.

Fig. 57.



Die Oscillationen aber pflanzen sich immerhin, wie im früheren Kapitel ausgesprochen, zunächst von jedem Punkte der Anregung aus concentrisch fort. Bei der Erzeugung durch einen Windstoß liegen nun viele dieser Centra mehr weniger in einer Senkrechten auf die Windrichtung, und es bilden sich in Folge der Interferenz Wellen mit zusammenhängenden fast geradlinigen Kämmen, welche im großen ganzen, theils im Sinne der Luftströmung, theils aber gegen dieselbe weiter schreiten. Nun kommt aber die Wirkung des Windes auf die Luvseite der Wellen zur Geltung. Durch den Stoß auf eine Vorderseite, und zwar speciell auf den mehr exponirten Theil derselben, nämlich auf den Wellenberg, wird die Geschwindigkeit der Theilchen verringert, dagegen durch den Stoß auf eine Hinterseite vermehrt, was sofort durch einen Blick auf die Figur 56 klar wird, nach welcher die Bewegung der Wassertheilchen auf der Vorderseite des Wellenberges mit der Fortpflanzungs-Richtung, auf der Rückseite aber gegen diese Richtung stattfindet. Die Wirkung des Windes wird die gegen denselben gerichteten Bewegungs-Componenten sehr bald vernichten, die mit ihm übereinstimmenden aber erhöhen. Der Effect dieses Vorgangs muss nun offenbar der sein, dass von den Wellen-Systemen verschiedener Störungs-Centren, welche nahezu in einer Senkrechten zur Windrichtung liegen, sehr bald nur nur noch die verstärkten, zu mehr weniger parallel-kammigen Zügen vereinigten Theile übrig bleiben, deren Fortpflanzung leewärts vor sich geht, d. h. welche v o r dem Winde herlaufen.

Es vereinigen sich übrigens nicht nur Wellen, deren Centra in Bezug auf die Windrichtung neben einander, sondern wohl auch solche, bei welchen dieselben hinter einander liegen, indem die verschieden starken Anregungen auch verschiedene Geschwindigkeiten in der Wellen-Fortpflanzung bedingen, und die langsamen Wellen von den schnelleren überholt werden. Bei der hiebei eintretenden Interferenz bilden sich starke Erhöhungen, die sogenannten Wellenköpfe, welche der beschleunigenden Einwirkung des Windes größere Angriffsflächen darbieten.

347. Weht der Wind in genügender Stärke über weite Flächen eines tiefen Meeres, so hat man die Entstehung mächtiger und relativ regelmäßiger Wellenzüge zu erwarten, u. z. als resultirende Bewegung von unzähligen, oft an weit entfernten Stellen stattgefundenen Impulsen.

Die während der Beobachtung am Orte selbst entstehenden kleinen Bewegungen erscheinen nicht selten als unbedeutende Erhöhungen und Senkungen auf den Flächen der großen Wellenzüge.

Jedenfalls ist zur Bildung eines bedeutenden Seeganges sowohl Zeit als Seeraum nothwendig. Von einer Luvküste aus wird man auch bei sehr starkem Winde nur niedrige Wellen beobachten, während an einer Leeküste, welcher windwärts eine weite Meeresfläche vorgelagert ist, die entgegengesetzte Erscheinung auftritt. Beispielsweise wird an den Ostgestaden der Adria die Bora relativ wenig, der Scirocco aber relativ viel Seegang erzeugen. Noch ein weiterer Factor ist hier von Bedeutung, nämlich die Meerestiefe. Wo sich Wellen von bedeutender Größe entwickeln sollen, darf das Bewegungshindernis, welches die Reibung am Grunde bietet, nur äußerst wenig zur Geltung kommen. Dass aber die Wellenbewegung wirklich in sehr bedeutende Tiefen reicht und daher die Reibung am Grunde von Einfluss ist, bestätigen die Beobachtungen noch für etwa 200 M., indem die Erhebungen des Grundes, bis zu dieser Tiefe, an dem Brechen der Wellen an der Oberfläche erkenntlich sind. Laufen im tiefen Wasser gebildete bedeutende Seen gegen seichtes Wasser, so entsteht durch die Vereinigung der Bewegungsgrößen einer tieferen Wasserschichte auf eine weniger mächtige, eine Erhöhung des Seegangs. Eine ähnliche Erscheinung tritt auch ein, wenn die Wellenzüge, im horizontalen Sinne und zwar quer zu ihrer Fortpflanzungs-Richtung eingeengt werden, also, wenn dieselben beispielsweise in eine trichterförmige, gegen außen erweiterte Bucht einlaufen.

348. So lange der Wind noch stark genug weht um die See zu erhöhen, beobachtet man in der Regel ein Überstürzen der Kämme, wodurch selbstverständlich die Regelmäßigkeit der Erscheinung bedeutend beeinträchtigt wird. Erst dann, wenn der Seegang so bedeutend geworden, dass er durch den Einfluss des Windes nur mehr erhalten, nicht aber noch gefördert wird, d. h. erst dann, wenn die lebendige Kraft der schwingenden Wassertheilchen durch den Stoß der Luft ebenso stark erhöht, als durch die Bewegungshindernisse erniedrigt wird, kann der Seegang als ein a u s g e b i l d e t e r betrachtet werden, bei welchem das Überstürzen der Kämme und die sonstigen Unregelmäßigkeiten bedeutend verringert erscheinen. Diese Verhältnisse bleiben auch aufrecht, wenn der Wind schon bedeutend schwächer geworden, oder aber, wenn die Wellen sich in Gegenden fortgepflanzt haben, welche außer Bereich des noch immer herrschenden Windes liegen. Es ist in diesen Fällen zu erwarten, dass die Formeln und die aus der Theorie gezogenen Schlüsse mit dem Phänomen in naher Übereinstimmung stehen.

Froude räth daher den Beobachtern, den eben beregten Zustand abzuwarten, sowie auch, in der Regel, nur dann zu observiren, wenn nicht mehrere Wellenzüge, die von verschiedenen Richtungen kommen, interferiren. Keineswegs jedoch sollen Observationen bei ungünstigem Seezustande ganz ausgeschlossen bleiben.

Es bedarf einer langen Einwirkung des Windes, bis die Wellen ausgebildet sind. Die den Wassermassen sodann innewohnende lebendige Kraft repräsentirt die Summe von unzähligen Windstößen. Hieraus erklärt es sich, dass die Wirkung der Welle, welche ein Hindernis trifft, wie etwa die Küste, bedeutend größer ist, als die directe des Windes. Die Zerstörungen am festen Meeresrande durch den Seegang wurden bereits an anderer Stelle berührt. — Das erwähnte Überschlagen der Kämme bewirkt die Versetzung einer Menge von Wassertheilchen nach Lee; in dieser Weise entsteht die sogenannte Drift (vgl. VI. A).

349. Bezüglich der von den Seeleuten gebrauchten Ausdrücke ist zunächst hervorzuheben, dass die im vorigen Kapitel als „Wellenlänge" definirte Strecke sehr häufig als „Wellenbreite" bezeichnet wird, gerade so, wie dies auch in einigen älteren wissenschaftlichen Werken, u. a. bei den Gebrüdern Weber, geschieht. Dennoch aber sollte nach dem gegenwärtigen Sprachgebrauche die Bezeichnungsweise, welche im vorigen Kapitel angegeben, aufrecht erhalten werden. Unter Wellenbreite (broadth) dagegen wäre die Ausdehnung der Wellenkämme und Thalsohlen zu verstehen, welche sich bei den durch Wind erzeugten Wellen, über längere Strecken mehr oder weniger geradlinig hinzieht und nicht selten die Wellenlänge bedeutend übertrifft.

Man sagt im allgemeinen, wenn die See mit Wellen bedeckt ist, welche für Schiffe fühlbar werden, es sei Seegang, hohe See oder Dünung (swell). Ist die Bewegung möglichst regelmäßig und vom Winde unabhängig geworden, so heißt sie todte See; im Gegenfalle aber, wenn der Wind noch in erheblicher Weise befördernd einwirkt und daher ein Überschlagen der Köpfe unter Schaumbildung (weiße Köpfe) stattfindet, überschlagende See.

Kommen Wellenzüge aus verschiedenen Richtungen, so heißt der durch Interferenz entstandene Seegang, Kreuzsee, verworrene, gekreuzte oder wilde See.

Die k. k. Kriegs-Marine bezeichnet den Zustand der See in folgender Weise: *r* ruhige, *lb* leichtbewegte, *b* bewegte, *sb* starkbewegte, *t* todte und *g* gekreuzte See. — Der Meteorologen-Congress zu London 1874 empfahl folgende, die Wellenhöhe berücksichtigende Scala:

		Wellenhöhe in Meter
0	= Vollkommen glatte See	0
1	= Sehr ruhige See	von 0 bis 1
2	= Ruhige See	„ 1—2
3	= Leicht bewegte See	„ 2—3
4	= Mäßig „ „	„ 3—4
5	= Ziemlich grobe See; bewegte See	„ 4—5
6	= Grobe oder unruhige See	„ 6—7
7	= Hohe See	„ 8—9
8	= Sehr hohe See	„ 10—15
9	= Heftige Sturmsee; gewaltig schwere See	„ 16—18 [1]

Kabbelung (rippels) wird durch die widerstreitende Wirkung zweier Ströme erzeugt; dieselbe kann stellenweise sehr heftig und dem Wallen von kochendem Wasser ähnlich werden. Am häufigsten findet man sie in gewissen Meerengen, wenn das Wasser noch außerdem durch den Wind bewegt ist.

Lange Seen sind Wellenzüge, deren Kämme nahezu parallel und durch große Zwischenräume getrennt sind, kurze Seen dagegen jene, welche die entgegengesetzte Erscheinung aufweisen. Es ist ersichtlich, dass erstere im großen weiten Oceane, letztere aber in engen Gewässern zu erwarten sind. — Hohle Wellen haben stark geböschte Flächen.

Schreitet der Seegang, welcher an fernen Orten oder in früherer Zeit gebildet wurde, der Luftströmung entgegen, so heißt man ihn Muhr-See. Ist er jedoch speciell vom Lande reflectirt, so heißt er auch Wider-See oder, in der Nähe von Steilküsten und bei besonderer Heftigkeit, Surf.

Das Brechen der Wellen an Untiefen oder am Lande heißt die Brandung. Wo der Grund sehr rasch ansteigt, werden die tieferen Wellentheile stark verzögert; die nachdrückenden Wogen überstürzen die vorderen und geben Veranlassung zur Bildung von sehr bedeutenden Wassererhebungen, welche mit großer Geschwindigkeit gegen das Hindernis hinanlaufen. Hierbei erscheint die Wasserfläche bis weit in die freie See hinaus mit Schaum bedeckt und das Tosen ist noch auf großen Distanzen hörbar. Die Erscheinung ist übrigens an einer Flachküste, vor welcher der Meeresboden gewöhnlich sanft ansteigt und wo somit schon ferne vom Lande eine Verzögerung der Bewegung eingeleitet wird, eine wesentlich andere, als an einer felsigen Steilküste, unter welcher nicht selten die Wogen in ungeschwächter Kraft ankommen

[1] Vergl.: Almanach für die k. k. Kriegsmarine, 1883. „Internationale Scala für Höhe des Seeganges."

können. Die furchtbaren Brandungen an der Indischen Küste bei Madras sind berüchtigt, ebenso die sogenannten Calema an der äquatorialen Küste von West-Afrika. Die Intensität der letzteren zeigt einen Zusammenhang mit der Zeit der heftigsten Stürme im außertropischen Theile des Atlantic, woraus geschlossen werden muss, dass sich die Sturmwellen über ein weites Gebiet verbreiten und noch ferne von den Orten fühlbar werden, wo die atmosphärische Bewegung stattgefunden hat. Eine ähnliche Erscheinung zeigt sich bei den Inseln St. Paul, Ascension, St. Helena etc., welche von hohen Wellenzügen heimgesucht werden, während der erzeugende Sturm diese Inseln nicht berührt. Man nennt diese Seen Roller und es hat sich gezeigt, dass dieselben. im Winter der Süd-Hemisphäre, von S und SW, im Winter der Nord-Hemisphäre aber von NW herkommen. Auch ihre Häufigkeit geht genau parallel mit der gleichzeitigen Häufigkeit der SW- und NW-Stürme der außertropischen Theile des Süd- und Nord-Atlantischen Oceans.[1]

Stoßen sehr lange und tiefreichende Wellen, welche ihrer relativ geringen Höhe wegen, im Oceane kaum bemerkt werden, gegen ein unterseeisches Hindernis, so werden sie, in Übereinstimmung mit den früheren Erklärungen bedeutend gehoben und es scheint, gleichsam ohne Veranlassung, aus der ruhigen See eine Reihe mächtiger Roller zu entstehen.

350. Schließlich seien noch einige Worte über die wellenglättende Wirkung des Öles angefügt. Von derselben wurde schon im Alterthume erzählt, und die Behauptung dieser Erscheinung tauchte auch später immer wieder auf. Franklin machte auf einem Teiche wiederholte Experimente, welche zu guten Resultaten führten, indem schon eine sehr geringe Menge Öles ausreichte, um das Gekräusel an der Oberfläche zu vernichten. Er erklärte das Phänomen, indem er annahm, das Öl verbreite sich in einer sehr dünnen Lage nahezu über das ganze Niveau und vermindere die Reibung zwischen der bewegten Luft und der Flüssigkeit. — Neuerlich wurden zu Peterhead Versuche im großen durchgeführt, bei welchen sehr bedeutende Quantitäten Öles zur Hafeneinfahrt gepumpt wurden. Auch diesmal war der Erfolg ein sehr eclatanter; doch dürften noch weitere Proben abzuwarten sein, bevor man sich der Hoffnung hingibt, aus der Erscheinung technische Vortheile ziehen zu können.

---

[1] Vgl. Dr. J. Hann, Dr. F. v. Hochstetter und Dr. A. Pokorny: Allgemeine Erdkunde, Prag, 1881, — Dr. Neumeyer: Anleitung zu wissenschaftlichen Beobachtungen auf Reisen, Berlin, 1875, — Dr. Jilek: Oceanographie, Wien, 1857.

Der Vorgang bei den Beobachtungen und die Reduction der Daten.

351. Wir geben zunächst die Vorschriften des Professor Stokes.[1] Nach denselben sind die Beobachtungen in folgender Weise durchzuführen:

a) Man observire die Wellen-Periode. Hiezu sollen zwei Personen verwendet werden; die eine sieht nach den Wellen und zeigt das jedesmalige Passiren eines Wellenkammes durch einen Ruf an, die andere notirt auf diesen Ruf hin die Zeit. Es ist klar, dass hiebei auf einem in Fahrt begriffenen Schiffe nur die scheinbare Periode gefunden wird, welche später, nach dem im Folgenden gegebenen Vorschriften erst zu reduciren ist. Beobachtet man vom Lande aus, so stelle man sich so auf, dass man eine Seitensicht der gegen einen Felsen anlaufenden Wellen hat. Hierbei wähle man zur Observation nicht unsichere Bewegungen, welche auftreten, wenn die See momentan ruhiger ist. — Bei bedeutender Dünung (remarkable swells) endlich sollen die Beobachtungen in Intervallen von einigen Stunden wiederholt werden und zwar wegen der eintretenden Änderungen in der Wellen-Periode.

b) Man bestimme, durch Peilung, die wahre Richtung, aus welcher die Wellen kommen (frei von Mißweisung und localer Deviation). Befindet man sich in Fahrt, so ist noch weiter der wahre Curs und die Geschwindigkeit des Schiffes vorzumerken.

c) Man versuche eine Schätzung oder Messung der Wellenhöhe. Hiefür empfiehlt Stokes als beste Methode die von Kapt. Owen Stanley (Report of the British Association etc. 1848) nach Mrs. Somerville vorgeschlagene.[2] Der bei hohem Seegange sich mittschiffs in der Takellage befindende Beobachter steigt, sobald das Schiff in die Sohle des Wellenthals gelangt und nahezu auf geradem Kiele liegt oder doch die Mittellage der Krängung erreicht, so weit hinan, bis ihm der Kamm der nächsten Welle mit dem See-Horizonte in derselben Visirlinie erscheint. Die

---

[1] Vgl. „Remarks to accompany the Monthly Charts of Meteorological Data for the nine 10° Squares of the Atlantic etc. London, 1876. — Published by Authority of the Meteorological Committee. — App. B.

[2] Wegen der im vorigen Kapitel erwähnten Neigung der Niveau-Normale zum Horizont ist ein Beobachter sehr leicht geneigt, die Wellenhöhe zu überschätzen, da die vermeinte Normale seinem Gefühle lothrecht erscheint. Thatsächlich beweist die häufig vorgekommene — aber wahrscheinlich nicht beabsichtigte Übertreibung der Wellenhöhen das Zutreffende dieser Anschauung. Es erscheint daher unumgänglich nothwendig, dass vom Beobachter Fixpunkte gewählt werden, die in hoher See nur in der Kimm zu suchen sind.

Aughöhe über der Wasserlinie ist möglichst genau festzustellen und gibt die Wellenhöhe. Dieselbe kann jedoch auf diesem Weg merklich unterschätzt werden, zumal wenn das Schiff vor dem Winde liegt, indem in Folge des Eintauchens von Bug und Heck die Mitte des Schiffes, welche in der Thalsohle liegt, über die gewöhnliche Wasserlinie gehoben wird. — Bei langen und niederen Wellen schreibt Stanley vor längs der Bordwand nach abwärts zu steigen, wenn nicht die Kabinenfenster die geforderte Höhe haben sollten. Bei stampfendem Schiffe ist der Beobachtungsort dort zu wählen, wo nur die gleichzeitigen Bewegungen des ganzen Schiffes auf und ab stattfinden. Schlimmer ist das Rollen, da sich hiebei der Beobachter, um sehen zu können, häufig von der Mitte entfernen muss, wodurch dann das schwächste Stampfen im Resultate fühlbar wird.

Bei Beobachtungen vom Ufer aus hängt sehr viel von den Umständen ab. Brechen sich Roller an einem Strande, so steige man am Lande aufwärts, bis die Kämme im Beginne des Brechens mit dem Horizonte abschneiden und bestimme die Aughöhe über der mittleren Wasserfläche. Hiebei ist die Aufmerksamkeit auch auf die langen Seen zu richten, seien sie auch nieder.[1]

d) Man sondire die Tiefe der See oder gebe doch die Position des Schiffes an. Vor Anker notire man die Ankerlothung, am Lande bestimme man die Tiefe in der Nähe des Felsens, an welchem die Beobachtungen vorgenommen wurden.

352. Die Observations-Daten, welche (ad *a*)) für die Bestimmung der Periode zu sammeln empfohlen wurden, bedürfen einer Reduction.[2]

---

[1] Stokes erwähnt, er habe an der Nordküste von Irland Perioden von 17^s beobachtet, was für tiefes Wasser berechnete Längen von 247 Faden (450 M.) ergibt. — Bei geringer Wellenhöhe wären dergleichen Bewegungen in hoher See kaum merkbar und doch sind sie die Ursache der Roller. Häufig treten sehr lange Wellen neben kurzen auf. Die ersteren können manchmal nur beobachtet werden, wenn sie eine Sandbank kreuzen, wie beispielsweise die interessanten Erscheinungen an der Agulhas-Bank bestätigen. (Stokes: Swells and Rollers). — Wohl könnte man auch Stangen, welche mit einer Theilung versehen und derart ballastirt sind, dass sie vertical schwimmen, in entsprechender Weise am Grunde verankern, um genaue Bestimmungen der Wellenhöhen in der Nähe der Küsten, ja selbst vom Lande aus, vorzunehmen.

[2] Prof. Stokes fordert die Beobachter auf, welche nach den eben gegebenen Regeln vorgegangen sind, die Reduction ihrer Ablesungen jedoch nicht selbst vorzunehmen gedenken, die gewonnenen Daten zur wissenschaftlichen Verwertung dem „Marine-Superintendent, Meteorological Office, London, Victoria Street 116“, einzusenden.

Man wähle hiefür die besten Beobachtungs-Serien aus, d. i. diejenigen, welche in ziemlich regelmäßiger Folge die größte Anzahl von Daten enthalten. Sei die Zahl der Ablesungen in einer Serie $n + 1$, so unterscheiden wir, ob n ungerade oder gerade ist. Im ersten Falle subtrahire man die Zeiten der Kamm-Passagen (in Secunden ausgedrückt), und zwar jene der ersten und letzten, der zweiten und vorletzten, der dritten und drittletzten etc., multiplicire die erhaltenen Differenzen in verkehrter Ordnung mit 1, 3, 5, etc., addire die Producte und dividire durch $\frac{1}{6}\, n\,(n + 1)\,(n + 2)$. Im zweiten Falle lasse man die sich ergebende mittlere (einzeln dastehende) Ablesung ganz weg, verfahre dann wie früher, nehme jedoch den Divisor nur halb so groß.

Die auf dem eben beschriebenen Wege erhaltene Zahl gibt einen wahrscheinlichen Mittelwert, welcher der betreffenden Serie entspricht. Sie bedeutet übrigens nur dann die wahre Periode, wenn das Schiff während der Beobachtungen ohne Fahrt lag. Trifft diese Bedingung nicht zu, so kann die abgeleitete Periode nur als eine scheinbare bezeichnet werden, welche erst auf die wahre, mit Hilfe der im Punkte *b*) des vorigen Artikels vorgeschriebenen Aufzeichnungen zu reduciren ist. Heiße, wie im frühern Kapitel, die wahre Periode T, die horizontale Fortpflanzungs-Geschwindigkeit der Welle V, die Wellenlänge λ und sei nunmehr weiter die scheinbare Periode P, die Schiffsgeschwindigkeit v, endlich der Winkel, den die Richtung, nach welcher die Wellen ziehen, mit derjenigen einschließt, nach welcher der Bug des Schiffes gerichtet ist, Θ; — so ergibt sich zunächst die Projection des vom Schiffe in der Zeiteinheit zurückgelegten Weges auf die Richtung des Wellenzuges als $v \cos \Theta$; und die an Bord des in Fahrt begriffenen Schiffes fühlbare (beobachtbare oder scheinbare) Fortpflanzungs-Geschwindigkeit der Wellen als $V - v \cos \Theta$. Es ist somit

$$\lambda = (V - v \cos \Theta)\, P \quad [1] \qquad 11)$$

[1] Denken wir uns nämlich vorerst der Einfachheit wegen, das Schiff bewege sich in derselben Richtung wie die Welle, so wird dieselbe während der scheinbaren Periode nicht nur um ihre eigene Länge fortgeschritten sein, sondern auch noch den Weg des Schiffes zurückgelegt haben. Die Gesammt-Distanz ist daher $\lambda + Pv$. — Dividirt man sie durch die Zeit, so erhält man die wahre Geschwindigkeit. Es ist also:

$$\frac{\lambda + Pv}{P} = V$$

woraus man findet:

$$\lambda = (V - v)\, P.$$

Ist nun die bezeichnete Richtungs-Übereinstimmung nicht vorhanden, so ist statt v die Projection $v \cos \Theta$ zu setzen.

Diese Gleichung enthält zwei Unbekannte: λ und V. Unter Beiziehung der Relationen 1) und 5) des vorigen Kapitels, erhält man jedoch ein System von drei Gleichungen, welches neben den genannten Unbekannten nur eine neue (T) enthält. Eliminirt man V und λ, so findet man:

$$T = \frac{P}{2} + \sqrt{\left(\frac{P}{2}\right)^2 - \frac{2\pi v \cos\Theta}{g} . P} \qquad 12)$$

mittels welcher Formel man T berechnen kann. V ergibt sich sodann aus:

$$V = \frac{gT}{2\pi} . \qquad 13)$$

[nach 1) und 5)], λ aber aus 1).

353. Froude schlug in einem von der englischen Admiralität als Norm für die Bord-Beobachtungen acceptirten Memorandum vor, neben der Periode auch noch die Wellenlänge zu messen, oder doch die horizontale Fortpflanzungs-Geschwindigkeit, aus welch letzterer und der Periode, mittels Formel 1), leicht die Länge abgeleitet werden kann. Wenngleich nun, wie wir oben gesehen, die von Stokes geforderten Daten ausreichen, um mit Hilfe der im vorigen Kapitel gegebenen Formeln, λ und V durch Rechnung ableiten zu können, so ist doch nicht daran zu zweifeln, dass eine weitere directe Messung sowohl zur Controle des Vorganges beim Beobachten, als auch, nach vermehrten Versuchen, zur Prüfung der Theorie selbst, beziehungsweise der aus ihr sich ergebenden Formeln, dienen kann.

Nach Froude soll eine directe Messung der Wellenlänge dann vorgenommen werden, wenn diese Länge eine so geringe ist, dass mindestens zwei Wellenkämme gleichzeitig die Schiffsseite passiren. Indem nun die Beobachter auf Deck diejenigen Stellen aufsuchen, neben welchen sich in demselben Augenblicke zwei unmittelbar folgende Wellenkämme befinden, ergibt die Abmessung der Distanz zwischen diesen beiden Stellen, entweder directe die Wellenlänge, wenn die Kämme auf der Kielrichtung senkrecht stehen, oder aber, wenn dies nicht der Fall ist, und die Kielrichtung mit dem Wellenzuge den von 0 und 180° verschiedenen Winkel Θ einschließt, eine etwas größere Strecke, welche aber durch Multiplication mit $\cos\Theta$ leicht in die wahre Länge verwandelt werden kann.

Bei mächtigeren Wellen soll statt der Länge die horizontale Fortpflanzungs-Geschwindigkeit beobachtet werden. Zu diesem Zwecke ist

in der Kielrichtung eine möglichst große Strecke zu wählen und genau zu messen. — An ihren Endpunkten werden horizontale Richtscheite senkrecht auf die Kiellinie ausgebracht. Die Verbindungslinie der Außenenden soll hiebei sehr nahe parallel mit der Kiellinie sein. Über jedes Richtscheit visirt ein Beobachter, welcher die Zeit notirt, zu welcher der Kamm derselben Welle, unter dem Ende seines Richtscheites passirt. Aus der gemessenen Distanz und der verflossenen Zeit kann durch einfache Division die Fortpflanzungs-Geschwindigkeit dann abgeleitet werden, wenn die Wellenkämme senkrecht auf der Kiellinie und das Schiff ohne Eigenbewegung (etwa vor Anker) liegt. Hat aber das Schiff eine eigene Geschwindigkeit v, schließen Kiellinie und Wellenzug den von Null verschiedenen Winkel Θ ein, oder tritt beides gleichzeitig auf, so wird der eben berührte Quotient erst einer Correctur bedürfen.

Sehen wir vorläufig von Θ noch ab, d. h. nehmen wir an das Schiff steure genau im Wellenzuge und t wäre das Intervall der beiden notirten Zeiten, ferner d die an Bord gemessene Strecke, so hätte man:

$$V = \frac{d}{t} \pm v \qquad 14)$$

wobei das obere Zeichen zu nehmen ist, wenn das Schiff vor dem Wellenzuge, das untere dagegen, wenn es gegen denselben steuert.

Schließt die Kiellinie mit der Richtung, nach welcher die Wellen ziehen, den Winkel Θ ein, so muss der erhaltene Wert von V, nämlich $\frac{d}{t}$, oder wenn das Schiff in Fahrt ist $\frac{d}{t} \pm v$, mit dem cos Θ multiplicirt werden.

Um auch die Periode zu erhalten, müssen von demselben Standpunkte aus (ähnlich wie dies von Stockes vorgeschrieben) die Zeiten notirt werden, zu welchen die aufeinanderfolgenden Kämme passiren. In Bezug auf die Auffindung dieses Elementes stimmt also die Methode Froudes mit der früher beschriebenen von Stockes überein. Man kann bei der Reduction die Formel 11) benützen, welche diesmal nur eine Unbekannte enthält, da nämlich λ oder V directe beobachtet wurde. Mit Hilfe von 1) gelangt man sodann zur Kenntnis von T. — Wollte man aber, wie früher, mit 12), 13) und 1) rechnen, so böte der in dieser Weise gefundene Wert von λ oder V eine Controle für den directe beobachteten oder nach dem vorigen reducirten.

354. Um die Messung langer niederer Wellen zu sichern, schlägt Froude einen zwar einfachen, aber immerhin unbequem zu handhabenden Apparat vor. Eine möglichst leichte, konisch zulaufende Stange, die circa viermal so lange ist, als die größte zu erwartende

Wellenhöhe, wird von ihrem schwächeren Ende ab, von 2 zu 2 Fuß alternirend, weiß und schwarz angestrichen und mit rothen und blauen Zeichen markirt, welche gestatten, von einiger Entfernung aus, die Eintheilung ablesen zu können. Das dickere Ende wird durch eine Leine mit dem sogenannten Anker verbunden. Derselbe besteht aus einem von hartem (sich nicht leicht mit Wasser ansaugendem) Holze angefertigten und gut angestrichenen Rahmen von circa 4' im Quadrat, über welchen entweder Segeltuch oder schwaches Eisenblech gespannt und an den Kanten gut mit Nägeln befestigt wird. Von jeder Ecke des Rahmens lauft ein Ende nach oben und ein anderes nach unten. Die vier oberen Enden vereinigen sich in einem Ringe, an welchem die Verbindung mit der früher genannten Stangenleine hergestellt wird, während die vier unteren Enden gleichfalls zusammenlaufen und einen Haken zur Befestigung des erforderlichen Ballastes tragen. Dieser letztere muss so geregelt werden, dass die Stange im ruhigen Wasser mit $^1/_4$ ihrer ganzen Länge über das Niveau hervorragt, während der Rahmen so weit vom unteren Stangenende entfernt ist, dass er sich in einer Tiefe, welche mindestens der halben Wellenlänge gleichkommt, befindet. Ist nun der Apparat bei einem Seegange der beregten Art ausgebracht, so verhindert der im nahezu ruhigen Wasser befindliche Anker das Auf- und Abheben der Stange durch die Wellen, indem jeder verticalen Bewegung der ganzen Vorrichtung ein bedeutender Wasserwiderstand durch die horizontale Ankerfläche geboten wird. Die Stange steht nahezu unbeweglich, derart, dass man an derselben die Passagen der Wellenkämme und Thalsohlen an der Scala bestimmen, und durch Bildung der Differenzen die gewünschten Wellenhöhen finden kann. Da jedoch das Functioniren des Apparates auf sehr genau fixirte Auftriebs-Verhältnisse basirt ist, und das Holz durch Ansaugen rasch an specifischem Gewichte gewinnt, so kann die Vorrichtung nur durch kurze Zeit verwendet werden. Doch soll, in der Regel, die erfolgreiche Benützung, wenn das Holz gut angestrichen ist, mehrere Stunden andauern.

355. Mit den Wellenbeobachtungen soll eine möglichst genaue Schätzung der Windstärke, eine Aufzeichnung des Verlaufes der Witterung vor den Beobachtungen, endlich die Gewinnung der weitern meteorologischen Daten verbunden werden. Der Beobachter wird angeben, ob die Verhältnisse für die Observation günstig gewesen sind, d. h. ob einfache unabhängige Wellenzüge vorgeherrscht haben, oder ob verworrene See vorhanden war. Im letzteren Falle sind die Beobachtungen zwar nicht wertlos, sie können aber keinesfalls, wie die unter günstigeren Verhältnissen gewonnenen Angaben verwertet werden. Es kam vor, dass in

einer Escadre gleichzeitig das eine Schiff eine Wellenlänge von 450', das andere aber nur eine solche von 150' rapportirte.

Der Beobachter soll sich auch ein Urtheil darüber bilden, ob die See eine vollentwickelte ist, oder ob unter dem Einflusse des an Ort und Stelle herrschenden Windes noch eine Zunahme der lebendigen Kraft der Wasser-Moleküle stattfindet. White bemerkt, dass derjenige, welcher die Zeit feststellen könnte, die erforderlich ist, bis die Wellen unter dem Einflusse des Windes (von verschiedener Stärke) ihre volle Größe erreichen, der Wissenschaft hiedurch einen sehr großen Dienst erwiese.

356. Schließlich muss noch erwähnt werden, dass einige Methoden versucht wurden, wie beispielsweise jene des französischen Admiral Paris durch einen selbstthätigen Mechanismus ein fortlaufendes Bild der Wellen-Profile zu entwerfen. Bei Anwendung ähnlicher Vorrichtungen dürfte es jedoch immer gerathen sein, die directe Beobachtung, der Controle wegen, nicht zu vernachlässigen.

Die Resultate der Beobachtung.

357. Nach den Angaben der ersten Autoritäten kann angenommen werden, dass für oceanische Wellen, welche durch den Wind erzeugt sind, eine Periode von 24 Secunden, eine Länge von 800 M. und eine Höhe von 20 M. als die äußersten Grenzen zu betrachten sind. Die gewöhnlichen, sogenannten Sturmwellen haben nur eine Periode von 6—9 Secunden, eine Länge von 70 bis 140 M. und eine Höhe von etwa 5 bis 7 M. — Kapt. Stanley gibt eine Tabelle der Wellenlängen (33 bis 57 englische Faden); aus seinen beobachteten Werten ergeben sich nach Dr. Hann folgende zusammengehörige Mittelwerte: $\eta = 20' = 6{\cdot}7$ M. (Extreme 17 und 22'), $\lambda = 300' = 91{\cdot}5$ M., $V = 25$ nautische Meilen per Stunde. Die Sturmwellen übertreffen also noch immer die schnellsten Schiffe an Geschwindigkeit.

Mottez fand im nördlichen Theil des Atlantischen Oceans eine Welle von 2720 Fuß engl. (beiläufig $^1/_2$ engl. Meilen oder 830 M.) bei einer Periode von 20 Secunden. Die größten Wellen, welche Scoresby observirte, hatten 500 bis 600' Länge (152 bis 183 M.) bei einer Periode von 10 bis 11 Secunden; für den Nordatlantic nimmt dieser Seefahrer als Maximum der Höhe 30' (9·2 M.), im Mittel jedoch, bei Weststürmen, nur etwa 18' (5·5 M.) an. James Ross beobachtete im Süd-Atlantic 22' (6·7 M.), Wilkes im Pacific bis 32' (9·8 M.) Wellenhöhe. Auch wurden am Cap Hoorn und am Cap der guten Hoffnung Wogen von 30—40' (9·2 bis 12·2 M.) Höhe gesehen. — Die französische Erdumseglung

(Venus und Bonite) fand im Maximum 25' (8·1 M.), die österreichische Fregatte „Novara" 34' (10·7 M.).

In den Binnenmeeren können sich die Wellen nicht zu jenen Dimensionen entwickeln, welche sie in den Oceanen aufweisen. Im Mittelmeere dürften kaum höhere Wogen als solche von 5 M. vorkommen. Für die Nord-See wird 13½' (4·2 M.) angegeben.

358. Von besonderem Interesse ist das Verhältnis der Höhe zur Länge. Es scheint, dass dasselbe bei zunehmender Wellenlänge abnimmt, derart, dass die kurzen Wellen die größte Böschung der Wellenfläche aufweisen. Nach der Trochoiden-Theorie bildet, wie erwähnt, die Cycloide die Grenze für die Wellengestalt; bei derselben ist $\varkappa : \lambda = 1 : \pi$; doch dürfte in der Natur bei den kürzesten Wellen 1 : 6 anzunehmen sein. Bei solchen von 110 bis 120 M. wurde 1 : 8 beobachtet, aber wahrscheinlich waren auch diese noch ausnahmsweise hohle Wellen. Scoresby nimmt bei den von ihm beobachteten Längen von 500 bis 600 Fuß (152 bis 183 M.) 1 : 20 an, und dieses Verhältnis dürfte für die längsten, nur mehr selten vorkommenden Wellen sogar auf 1 : 50 herabsinken. Nach den Beobachtungen der französischen Marine ergaben sich bei langen Wellen die Verhältnisse 1 : 25 bis 1 : 30. — Dies alles gilt für Wellen von noch ungeschwächter Kraft. Im allgemeinen aber kann angenommen werden, dass, wenn der Wind stark abgenommen oder gänzlich aufgehört hat und sich die Wellen in Folge der Bewegungshindernisse immer mehr und mehr verflachen, mit der Verringerung der Höhe keinesfalls auch eine Abnahme der Wellenlänge und der Periode eintritt. Es konnten daher Wellen von 500—900' (152—274 M.) Länge beobachtet werden, die bloß eine Höhe von 5 bis 10' (1·5—3 M.) aufwiesen.

359. Die französische Marine leistete viel, um durch Beobachtungen die Richtigkeit der Theorie zu prüfen; in der englischen sind noch gegenwärtig umfassende Versuche im Zuge, aus welchen schon viel Nutzen für die angewandte Wissenschaft, zumal aber für den Schiffbau, erwachsen ist.

Die französischen Lieutenants Paris und de Benazé veröffentlichten eine große Anzahl von Untersuchungen. Es zeigte sich, dass die aus der Periode berechneten Längen von den directe observirten nicht um mehr abwichen, als dies bei Beobachtungen dieser Art von vorne herein erwartet werden musste. Es scheint jedoch nach Antoine, dass im allgemeinen die beobachteten Längen etwas kleiner seien, als die theoretischen.

Lieutenant Paris[1] scheute die Mühe nicht, im Laufe einer Reise, welche mehr als zwei Jahre dauerte, täglich zweimal den Zustand der

See gründlich zu untersuchen. Die von ihm für gewisse Meeresgebiete angegebenen mittleren Perioden dürften, wie M. Bertin in den „Transactions of the Institution of Naval Architects“[1] angibt, bloß eine beiläufige Skizze der gewöhnlichen Verhältnisse geben; sie bilden jedoch, auf dem gegenwärtigen Standpunkte, immer noch ein sehr schätzbares Beobachtungs-Material. Paris gibt an:

Atlantischer Ocean (Passatregion)	5·8 S.
„ „ (Region der westl. Winde)	9·5 „
Indischer Ocean	7·6 „
Chinesisches Meer	6·9 „
Westlicher Theil des Pacific	8·2 „

360. Über den Zusammenhang der Windstärke mit der Wellenhöhe entwickelte Admiral Coupvent Desbois (Comptes Rendus de l'Ac. 1866.) auf Basis einer bedeutenden Zahl von Beobachtungen das Gesetz, dass der Cubus der Wellenhöhe dem Quadrate der Geschwindigkeit des erzeugenden Windes gerade proportionirt sei. — Antoine verfolgte diesen Gegenstand sowohl theoretisch als experimentell; doch muss derselbe noch gegenwärtig als unerschöpft betrachtet werden, u. z. hauptsächlich wegen der Schwierigkeit gerade diejenige Windstärke in Rechnung zu nehmen, welche dem beobachteten Wellenzuge entspricht.

Bezüglich der Geschwindigkeit der Wogen scheint es paradox zu klingen, wenn man behauptet, dieselbe könne größer sein, als jene des sie erzeugenden Windes. Wenn man aber bedenkt, dass der Wind bei der Wellenbildung nichts anderes besorgt, als den Wassertheilchen ihre Geschwindigkeit in den nahezu kreisförmigen Bahnen zu verleihen und, dass diese Geschwindigkeit sehr viel geringer ist, als jene der Wellen-Fortpflanzung, so erscheint die gemachte Behauptung minder bedenklich.

Im Nachfolgenden ist nach White eine tabellarische Zusammenstellung gegeben, welche auf den Beobachtungen des Lieutenants Paris basirt, und mittlere Wellenhöhen und Geschwindigkeiten enthält.

---

[1] Vgl. Revue maritime, XXXI.

Geographische Lage des Beobachtungs-Gebietes	Mittlere Höhe der Wellen in Meter	Mittlere Geschwindigkeit in Metern pro Secunde	
		des Windes	der Wellen
Atlantischer Ocean (Region der Passatwinde	1·9	4·8	11·2
Südlicher Atlantischer Ocean	4·3	13·5	14·0
Indischer Ocean (südlicher Theil) . .	5·3	17·4	15·0
Indischer Ocean (Region der Passatwinde)	2·8	6·5	12·6
Chinesisches und Japanisches Meer .	3·2	14·6	11·4
Westlicher Stiller Ocean	3 1	8·5	12·4

C. Die durch Erdbeben erzeugten Wellen.

361. Im vorigen Kapitel wurden jene Wellen besprochen, welche in Folge der Störungen des Niveau durch den Wind auftreten. Wir gehen nun zum großartigen Phänomen „der Erdbeben-Wellen“ über.

Diese Wellengattung wird dann hervorgerufen, wenn sich entweder ein Erdbeben vom Lande aus nach dem Meere hin fortpflanzt, oder aber wenn ein Erdstoß gleich ursprünglich am Seeboden stattfindet.

In beiden Fällen entsteht im Meere zunächst eine primäre Stoßwelle, die sogenannte „forcirte positive Welle“, welche sodann die Bildung weiterer secundärer Wellen nach sich zieht. Sämmtliche Wogen pflanzen sich nach den früher angedeuteten Gesetzen, concentrisch, mit großer Geschwindigkeit nach allen Richtungen hin fort und werden von den Küsten, auf welche sie stoßen, reflectirt. — Die Bewegung wird in dem Maße als die ursächliche Störung geringer oder größer gewesen, kürzer oder länger, unter Umständen aber bis zu mehreren Tagen andauern. Hiebei ist die Lage des Epicentrums, sowie die Dauer und Heftigkeit des Erdbebens, für die stärkere oder schwächere Äußerung des Phänomens von Entscheidung.

Auf Schiffen, welche von einer Stoßwelle getroffen werden, empfängt man den Eindruck als ob der Kiel am Grunde aufstieße oder doch über eine sandige Untiefe hinschleifte. Hiebei treten zuweilen Schall-

Erscheinungen auf;[1] die See aber erscheint manchmal bewegt, manchmal vollkommen glatt. Die secundären Wellen werden ihrer außerordentlichen Länge wegen in hoher See und weit vom Lande in der Regel nicht gefühlt.

An den Küsten, sowie in den Gewässern nahe denselben, wird übrigens die außerordentliche Höhe der sich rasch nähernden und das Gestade oft weit überflutenden, dann aber schnell verschwindenden mächtigen Wogen nur die eine Deutung zulassen, dass dieselben durch ein Erdbeben entstanden sind.

362. Es wurde bereits im Kapitel A der großen Länge und außergewöhnlichen Fortpflanzungs-Geschwindigkeit der Erdbeben-Wellen Erwähnung gethan. Die bis nun gemachten Aufzeichnungen, welche sich allerdings nur auf eine beschränkte Zahl von Beobachtungen beziehen, ergaben für das erstere Moment bei den Wellen von Simoda (Erdbeben im December 1854) den Betrag von etwa 210 Seemeilen (Abstand von einem Wellenkamm zu dem andern), bei jenen von Arica (August 1866) 100 bis 140, bei jenen von Iquique (Mai 1877) endlich, nach mehreren Angaben übereinstimmend, etwa 130.

Bezüglich des zweiten Momentes „der Geschwindigkeit in der Fortpflanzung" führten die Untersuchungen F. v. Hochstetters, und zwar

---

[1] Die nachfolgende verbürgte Darstellung über die Art und Weise, wie sich ein Seebeben, beziehungsweise eine Stoßwelle zur See geltend macht, mag hier ihren Platz finden. Kapitän Gales von der „Florence Nightingale" berichtet: „Am 25. Jänner 1859 erlitten wir unter 0° 48′ N. Br. und 29° 16′ W. L., als der St. Pauls-Felsen etwa auf 10 Seemeilen, NWzN. von uns lag, einen heftigen Stoß eines Erd- oder Seebebens. Er begann mit einem rumpelnden Geräusche wie ferner Donner und währte ungefähr 40 Secunden. Ich kenne Erdbeben sehr wohl, denn ich habe viele an der Westküste von Amerika erlebt, aber niemals hatte ich ein so heftiges gefühlt. Gläser und Teller klirrten so arg, dass ich mich wunderte, sie unversehrt zu finden, mehrere Gegenstände fielen zu Boden und es war, als wenn das Schiff schwer auf ein Felsenriff hinschleifte. Gleichzeitig erscholl es aus aller Mund, „das Schiff ist aufgefahren" und die Wache kam taumelnd eiligst herab. Ich war sehr erschrocken und lief nach der Seite des Schiffes, um den Meeresboden zu sehen, aber bald fasste ich mich und beruhigte die Bestürzten durch die Erklärung, es sei nur ein Erdbeben gewesen. Der Himmel war am Morgen hell gewesen, gegen Mittag aber bildeten sich dicke Wolken und zur Zeit des Erdbebens hatten sie den ganzen Himmel überzogen, die Luft war schwül. Der Wellenschlag erst kurz und unregelmäßig, ging in einen schweren Wogengang über, der mehrere Tage dauerte. Ob ein Zusammenhang zwischen Erdbeben, Meer und Himmel besteht, weiß ich nicht, es war vielleicht nur ein zufälliges Zusammentreffen und ich führe einfach die Thatsachen an. Die Meeres-Temperatur $80\frac{1}{4}$° F., erfuhr keine Veränderung nach dem Stoße". Vgl. Petermanns geogr. Mitth. 1869. VI.

speciell für die in Folge des Erdbebens von Arica 1866 gebildeten Wellen, welche sich über den ganzen südlichen Theil des Pacific verbreiteten, zu folgenden Resultaten:[1]

Weg der ersten Welle	Entfernung von Arica in Seemeilen	Zeit der Ankunft der ersten Welle	Zeitdauer der Reise der Welle	Geschwindigkeit der Welle in Seemeilen per Stunde
Valdivia	1420	13. August 10^h p. m	$5^h\ 0^m$	284
Chatham-Inseln	5520	15. „ $1^h 30^m$ a. m.	15 19	360
Neu-Seeland (Lyttelton) .	6120	15. „ $4^h 45^m$ a. m.	19 18	316
Arica-Rapa	4057	13. „ $11^h 30^m$ p. m.	11 11	362
Newcastle (Australien) . .	7380	15. „ $6^h 30^m$ a. m.	22 28	319
Apia (Samoa-Inseln) . .	5760	15. „ $2^h 20^m$ a. m.	16 2	358
Hilo (Sandwich-Inseln) .	5400	14. „ 2^h a. m.	14 25	329
Honolulu (Sandwich-Inseln)	5580	13. „ Mitternacht	12 37	442
Bis zu den Sandwich-Inseln	Mittel[2]	14. „ 1^h a. m.	13 31	417

Eine ähnliche Untersuchung des am 9. Mai 1877 eingetretenen Erdbebens von Iquique, ergab nach Dr. E. Geinitz in Bezug auf die Geschwindigkeit der ersten Welle die folgenden Daten.[3]

[1] Vgl. die Erdbebenflut im Pacifischen Ocean vom 13. bis 16. August 1868, von Prof. Dr. F. v. Hochstetter. — Petermanns Mittheilungen. Heft VI. 1869.

[2] Die Berichte über die Ankunft der Welle lauteten in Bezug auf die Sandwich-Inseln nicht übereinstimmend, was F. v. Hochstetter veranlasste, verschiedene Angaben zu mitteln.

[3] Vgl. Petermanns Mittheilungen, 1877, XII. Das Erdbeben von Iquique am 9. Mai 1877 und die dadurch erzeugte grosse Fluth im Ocean, von Dr. E. Geinitz in Göttingen.

Weg der ersten Welle	Entfernung von Iquique in Seemeilen	Zeit der Ankunft der ersten Welle (Zeit von Iquique)	Zeitdauer der Reise der Welle	Geschwindigkeit der Welle in Seemeilen per Secunde
Callao	630	10. Mai 0^h 28^m a. m.	4^h 0^m	150
Copiapó	430	9. „ 11 3 p. m.	2 30	172
Conception	1007·5	10. „ 12 11 a. m.	3 45	272
Iquique-Hilo	5526	10. „ 10 24 a. m.	14 0	396
Honolulu	5710	10. „ 11 11 a. m.	14 45	387
Apia	5739	10. „ 11 16 a. m.	14 50	388
Wellington	5660	10. „ 2 40 p. m.	18 15	310
Lyttleton	5631	10. „ 2 48 p. m.	18 23	306·6
Kamaishi (Japan)	8835	10. „ 6 30 p. m.	22 0	402
Hakodate (Japan)	8760	10. „ 9 25 p. m.	23 0	381

Die in den beiden Tabellen gegebenen Aufzeichnungen zeigen zunächst eine sehr große Geschwindigkeit der Erdbeben-Wellen, welche mit jener der Tiden vergleichbar ist. Auch kann man ersehen, dass sich die Wasserbewegung nur näherungsweise in Form concentrischer Wellenkreise, vom Störungspunkte aus, weiter bewegte, da in den verschiedenen Radien die Geschwindigkeit eine ungleiche war. Die Wellenkämme nahmen auf der Oberfläche des Meeres, je weiter sie sich von dem Ausgangspunkte entfernt hatten, desto unregelmäßigere Formen an, eine Erscheinung, welche nur zum geringeren Theile mit den Inseln, auf welche die Welle getroffen ist, in Beziehung stand, zum weitaus größeren Theile aber durch die verschiedene Tiefe des Oceans, hervorgerufen wurde.

363. Im Vorhergehenden (Kapitel A) wurde bereits ausgeführt, dass bei Wellen, deren Länge gegenüber der Meerestiefe sehr bedeutend ist, aus der beobachteten Geschwindigkeit die mittlere Tiefe mittels einer vereinfachten Formel gefunden werden kann (8). Thatsächlich wurden in dieser Weise für den Stillen Ocean Berechnungen durchgeführt, welche, wie aus dem Abschnitte IV zu ersehen ist, nicht nur unter sich, sondern auch mit den Lothungen genügend übereinstimmende Resultate ergaben.

364. Wie schon erwähnt, wird auf hoher See häufig die durch ein Erdbeben erzeugte erste Stoßwelle gefühlt, während die nachkommenden secundären Wellen ihrer riesigen Länge und relativ geringen Höhe wegen leicht der Beobachtung entgehen. In ganz anderer, und in zumeist furchtbarer Weise machen sich dagegen die Erdbeben-Wellen in der Nähe der Küsten und an diesen selbst fühlbar. Die im Ocean bis auf den Grund in Bewegung gesetzte Wassermasse bricht sich mit außerordentlicher Kraft am Boden der seichten Küstenwasser. Es tritt entweder eine einzige oder aber, im Laufe eines kürzeren oder längeren Zeitraumes, eine Reihe von sich folgenden kolossalen Wellen auf, welche zumeist die Ufer überschwemmen und die großartigsten Zerstörungen hervorrufen. Nach den bis nun vorliegenden Erfahrungen entsteht auf ein nahe, oder an der Küste eingetretenes Erdbeben entweder vorerst ein plötzlicher Rückzug des Meeres, (dasselbe ebbt und zwar öfter in einer Art, dass die vor Anker liegenden Schiffe auf den Grund gerathen), welchem kurz darauf eine Überflutung der Ufer folgt, oder aber es tritt die Anstauung und Überschwemmung sofort und unvermittelt ein. Von der Lage des Epicentrums (ob unter dem Festland oder in See) sowie auch von der Art der Erdbewegung hängt es ab, welcher der beiden Fälle stattfindet.

Der Rückzug des Wassers von der Küste dauert zumeist kurz und beansprucht in der Regel nur 5 bis 35 Minuten, kann aber in Ausnahmsfällen, wie bei dem Erdbeben von Pisco 1690 (Peru) drei oder, wie bei jenem von Santa 1678 (Peru) sogar 24 Stunden dauern.[1]

Die Höhe des als Erdbeben-Welle rückkehrenden Wassers ist außerordentlich, und wurde über 20 Meter geschätzt. Zuweilen äußert sich das Phänomen durch das Auftreten einer einzigen großen Woge, zuweilen aber folgen mehrere derselben in kürzeren oder längeren Zwischenräumen aufeinander. — Großartig endlich sind die Zerstörungen, welche die Erdbeben-Wellen auf der Gestade-Landschaft hervorbringen.

365. Einige specielle Fälle mögen hier ihren Platz finden.[2]

Bei dem Erdbeben von Lissabon 1755, durch welches nach beiläufiger Schätzung etwa 700000 □ g. Meilen, d. i. etwa der dreizehnte Theil der Erdoberfläche erschüttert wurde, verspürten die auf dem

---

[1] Vgl. Physische Erdkunde nach den hinterlassenen Manuskripten O. Peschels von Gustav Leipoldt. Leipzig, 1879.

[2] Vgl. G. A. v. Klöden, Handbuch der Physischen Geographie. 1866. Berlin.

Tajo verkehrenden Boote ein Geräusch, als wenn sie auf den Grund gestoßen wären; das Bett des Flusses erschien an vielen Stellen bis an den Wasserspiegel gehoben; Schiffe wurden von ihren Ankern gerissen und die Flussbarre sah man trocken von einer Seite bis zu der andern. Die See hatte sich zurückgezogen. Kurz darauf rollte sie aber 50 Fuß hoch, mit zerstörender Gewalt über die Ufer des Flusses hinweg.

Dieselbe Erschütterung erzeugte bei Cadix Wellen von 20 Meter Höhe und verursachte ein achtzehnmaliges Steigen und Fallen des Meeresspiegels an der Küste von Tanger.

Die bis nun beobachtete höchste Seebeben-Welle bildete sich während des Erdstoßes von Lima, im Jahre 1586. Im Hafen von Callao stieg das Wasser 27 Meter über den normalen Spiegel.

Zu den genauer beobachteten Erdbeben-Fluten gehören insbesondere jene von Arica und Iquique (1868 und 1877). Wir folgen bezugs des ersteren den wertvollen Darstellungen Dr. F. v. Hochstetters:[1]

„Die Berichte von den Küstenorten Islay, Arica und Iquique, von welchen das großartige Flut-Phänomen ausging, geben die Erscheinungen an diesen Punkten in folgender Darstellung: Bei Arica und Iquique war die erste und unmittelbare Wirkung des Stoßes eine Emporhebung des Meeres-Niveau über die Hochwasser-Linie, die bei Arica 8 Fuß, bei Iquique 4 Fuß betragen haben soll, dann erst zog sich das Meer vom Lande zurück, so dass breite Uferstrecken völlig trocken gelegt wurden und kehrte nach einem längeren Zeit-Intervall in einer Reihenfolge von furchtbaren Wogen zurück, welche die Ufer weithin überfluteten, so dass die Zeugen dieser furchtbaren Scene den Eindruck hatten, als ob die ganze Küste ins Meer gesunken wäre. Bei Arica soll die erste große Flutwoge nicht früher als 20 Minuten nach dem ersten Stoße hereingebrochen sein, und die Küste bis zu einer Höhe von 56 Fuß über die Hochwasser-Linie überschwemmt haben. Diese Flutwoge wiederholte sich dann in Zwischenräumen von ungefähr $1/4$ Stunde noch zweimal in gleicher Stärke.“ [1]

Dem besagten Berichte ist noch weiter zu entnehmen, dass die Erdbeben-Welle bei Iquique 40 Fuß Höhe erreichte, dass bei Islay das Meer 5 mal ab- und zuwogte, wobei es gleichfalls 40 Fuß über das gewöhnliche Niveau stieg. — Nach F. v. Hochstetter folgten auf den ersten Erdbeben-Stoß noch weitere Stöße, welche den Impuls zur Bildung neuer Wellen gaben. Aus der Interferenz der durch die

---

[1] Vgl. wie früher.

[2] 1 Engl. Fuß = 0·305 Meter.

verschiedenen Anstöße gebildeten Bewegungen erklärt es sich ungezwungen, dass nicht an allen Stellen die erste Woge die größte war, sondern von späteren in dieser Hinsicht übertroffen wurde.

Ähnliche Erscheinungen begegnen uns bei der in Folge des Erdbebens vom 9. Mai 1877 eingetretenen Flut, welche das Interesse um so mehr hervorruft, als sie auf demselben Schauplatze stattgefunden hat, wie die soeben beschriebene. Aus dem Berichte von Dr. E. Geinitz,[1] welcher auf Grund der eingelangten Nachrichten zusammengestellt ist, geht hervor, dass sowohl nach Art als auch nach Ausdehnung das in Rede stehende Phänomen eine gewisse Übereinstimmung mit jenem der Erdbeben-Flut von 1868 aufwies — und, dass überdies das Erdbeben-Centrum nur um weniges südlicher, an der Westamerikanischen Küste, gelegen war. Die Fluterscheinung dehnte sich auf alle Küstengewässer und auf die gesammte Oberfläche des Pacific aus. Die Bewegung des Oceans begann innerhalb des centralen Erschütterungsgebietes in Form eines plötzlichen Ansteigens der Wassermasse, die nicht sofort als Welle hereinbrach, sondern an allen Punkten dieses centralen Gebietes als eine Anschwellung erschien. Auch begann das Meer nicht unmittelbar nach dem Erdstoße, sondern erst nach einer gewissen Zeit zu steigen. Die Höhe der Wogen ist in den Berichten bis zu 70 Fuß angegeben und es wird auch bemerkt, dass sich die Einbrüche der Erdbeben-Welle im Laufe der nächsten Stunden nach dem erfolgten Stoße mehrmals in kürzeren oder längeren Pausen wiederholten, sowie dass die Stöße den Schiffen auf der See fühlbar waren.

366. Es dürfte nicht ohne Nutzen sein, mit Rücksicht auf den Umstand, als Phänomene der beschriebenen Art ein hohes wissenschaftliches Interesse besitzen und, wie dies im Früheren angedeutet wurde, schon gegenwärtig zur Eruirung der mittleren Tiefe des Meeres benützt worden sind, auf jene Momente aufmerksam zu machen, welche beim Auftreten eines Seebebens vorwiegend beobachtet und vorgemerkt werden sollten.

In See ist es von Wichtigkeit sofort die Zeit, die Position des Schiffes und die Richtung der Welle zu notiren. Derartige Aufzeichnungen werden besonders wertvoll erscheinen, wenn sie von mehreren Schiffen, die sich bei Eintritt des besprochenen Ereignisses in kurzer Entfernung von einander befanden, geliefert werden. Ist in diesem Falle die Erscheinung genau nach Zeit und Richtung beschrieben, so können hieraus über die Fortpflanzung der Erdbeben-Wellen, über ihre Höhe

---

[1] Vgl. wie früher.

und Periode, weiter auch über die mittlere Tiefe des erschütterten Wassers Schlüsse gezogen werden. Die Beobachter am Festlande, im besonderen aber jene auf Inseln, sollten Angaben sammeln, welche sich auf folgende Punkte beziehen: Ort der Beobachtung, genaue Eintrittszeit des ersten Erdstoßes und der ersten Flutbewegung, Richtung des Stoßes, dann Art der Bewegung, ob die letztere mit einem Anschwellen oder Rücklaufen der See begonnen hat. — Weiter sind die späteren Flutbewegungen, deren Zahl, deren Intervalle, und deren Höhen über der Hochwasser-Marke von Wert. Zahlreiche, richtige und gewissenhafte Angaben erleichtern die erfolgreiche Bearbeitung derselben wesentlich.[1]

Ein besonderes Augenmerk ist auf die Zeitangaben zu richten, welche mit Rücksicht auf den ungleichen Stand der Uhren, leicht irrthümlich ausfallen.

Vor Schluss dieses Absatzes sei noch bemerkt, dass die Erdstösse wegen der dargestellten Äußerung auf die in See befindlichen Schiffe, zu falschen Deutungen Veranlassung gaben, da für gewisse Stellen des Meeres Bänke, Untiefen oder Riffe angezeigt wurden, ohne dass dieselben wirklich bestanden. Daher dürfte es empfehlenswert erscheinen, wenn an Bord ein heftiger Stoß verspürt wurde, ähnlich einem Aufschlagen am Grunde, in allen zweifelhaften Fällen, die genaue Sondirung der Meerestiefe vorzunehmen und nur durch das Loth constatirte seichte Stellen anzumelden.[2]

D. Die stehenden Wasserwellen.

367. Die Wichtigkeit, welche gegenwärtig das Phänomen der stehenden Wellen für die Theorie der Flut und Ebbe zu gewinnen scheint, veranlasst uns, dieses Kapitel der beregten Erscheinung zu widmen. Zuerst wurden die auf dem Genfer-See auftretenden rhythmischen Wasserschwankungen, welche daselbst den Namen „seiches,“ führen durch die Forschungen F. A. Forels als uninodale (einknotige) stehende Wellen erklärt. (Arch. des sc. phys. et nat. 63, 1878.).[3]

[1] Vgl. Anleitungen zu wissenschaftlichen Beobachtungen auf Reisen von Dr. G. Neumayer. Berlin, 1875. Dann Dr. E. Geinitz, wie früher angezogen wurde.

[2] Vgl. Petermanns Mittheilungen „Die vulkanische Region des atlantischen Meeres“. 1869, XV.

[3] Vgl. Zöppritz, der gegenwärtige Standpunkt der Geophysik. Geographisches Jahrbuch VIII. 1880. — Genaue Beobachtungen, welche bei Morges angestellt

Gleich wie im Oceane in Folge eines Erdbeben-Stoßes eine primäre Welle hervorgerufen wird und sich aus derselben weitere secundäre, frei fortschreitende Wellen erzeugen, können in kleineren Meeren oder in geschlossenen Seebecken, durch verschiedene Ursachen, zu welchen: rasche locale Veränderungen des Luftdruckes, das plötzliche Aufhören eines Wind-Staues, heftige Windstöße von den Bergen herab, Gewitter, Stürme, Erdbeben, Lavinen oder Bergstürze gehören, ähnliche fortschreitende Wellen entstehen. Sobald dieselben durch die Ufer in ihrer Ausbreitung gehindert werden, tritt eine Reflexion ein und die ganze Wassermasse des Sees wird in eine regelmäßig oscillirende Bewegung versetzt, deren längere oder kürzere Periode von den Dimensionen des Wasserbeckens abhängt. Die durch Interferenz der directen und reflectirten Wellen hervorgerufenen Schwingungen bilden ein System stationärer Wellen.

Die Erscheinung wird für den Genfer-See in folgender Weise beschrieben: Das Niveau des Sees hebt sich während 30—40 Minuten, um sich dann in dem Betrage der Anschwellung wieder zu senken. Die Amplitude beträgt hiebei in seltenen Fällen bis zu 2 Meter. Diese Art der Bewegung wiederholt sich je nach Umständen durch kürzere oder längere Zeit, ohne dass in den am Orte herrschenden meteorologischen Verhältnissen, die Veranlassung zu finden wäre. Hiebei lassen sich speciell am Genfer-See, mit Rücksicht auf die Dimensionen desselben, longitudinale und transversale „seiches“ unterscheiden, deren Amplituden jedoch bei vollkommen ruhiger Atmosphäre zumeist sehr geringe sind. Auch mag bemerkt werden, dass die Erzeugungs-Ursachen unter bestimmten, noch nicht genau studirten Bedingungen von Ort, Intensität, Richtung und Rhythmus wirken müssen, um sicher eine Reihe von stehenden Schwingungen herbeizuführen, und, dass von den im Früheren angeführten möglichen Veranlassungen nicht alle unbedingt die besagte Erscheinung hervorrufen.

Forel berechnete (vrgl. die im Kapitel A citirte Formel 10) aus den beobachteten Elementen, sowohl der transversalen als auch der longitudinalen seiches, die mittlere Tiefe des Seebeckens und kam hiebei zu Resultaten, welche mit der Natur in so genauer Übereinstimmung stehen, dass die von ihm gegebene Erklärung hiedurch an Wahrscheinlichkeit gewinnt. Mit Hilfe der Aufzeichnungen des selbstregistrirenden

---

wurden, stammen vom Prof. Dufour her. Derselbe fand Hebungen und Senkungen von kaum 14—15 Ctm. — Am Boden-See wird eine ähnliche Erscheinung als Ruhst bezeichnet.

Genfer Pegels wurde gefunden, dass neben der Hauptschwankung noch eine doppelt so rasche zweite Schwankung auftritt, und es folgt aus den jüngsten Beobachtungen von Sarasin, dass in der Längenaxe des Sees thatsächlich neben der uninodalen auch noch eine binodale stehende Welle vorhanden ist, deren (ganze) Schwingungsdauer 35·6 Min. beträgt.[1]

368. Außer für den Genfer-See wurden stehende Wellen noch für verschiedene andere Binnengewässer nachgewiesen. Zu diesen gehören einige weitere Seen der Schweiz, wie der von Neuchâtel; dann aber auch der Ochrida-See in Albanien, der Wetter-See in Schweden etc.

Doch nicht nur Binnenseen, sondern auch gewisse Meeresgebiete weisen stehende Schwingungen des Wasserspiegels auf. So hat Forel die verwickelten und räthselhaften Strömungsverhältnisse in dem engsten Theile der Straße zwischen Negroponte und dem griechischen Festlande,[2] durch die Wirkung der stationären Wellen erklärt, welche in dem fast einem Binnensee gleichenden Golfe von Talanti, auf der Nordseite des Euripus, auftreten und mit der Flutwelle des Ägäischen Meeres interferiren. Auch Airy nimmt an, dass die zwischen Malta und den Küsten Afrikas stattfindenden Oscillationen von kurzer Dauer, auf stehende Schwingungen zurückzuführen seien.

E. Flut und Ebbe.

Allgemeine Beziehungen.

369. An den meisten Meeresküsten beobachtet man regelmäßig wiederkehrende Niveau-Schwankungen von der Periode eines ganzen oder halben Tages. Die Seeleute nennen dieses Phänomen „die

---

[1] Vgl. das mehrcitirte Werk von Dr. Hann, Dr. v. Hochstetter und Dr. Pokorny.

[2] Diese Strömung ist so bedeutend, dass sie in der Nähe der fünfbogigen Brücke Mühlen in Bewegung hält. Zur Zeit der Springfluten im Ägäischen Meere setzt die Strömung täglich viermal, zur Zeit der Nippfluten aber eilf- bis vierzehnmal, also in Intervallen von 103—131 Minuten, um. Der See von Talanti ist 115 Km. lang und 100—200 M. tief, was einer Oscillations-Dauer von 122 bis 86 Min. entspricht. Zur Zeit der Springfluten scheinen die stehenden Wellen von den Tiden verwischt zu werden.

Tiden";[1] in der Wissenschaft ist für dasselbe wohl auch der Ausdruck „die Gezeiten" eingeführt. — Im besonderen heißt das Steigen des Meeres die Flut, das Fallen die Ebbe. Der höchste Wasserstand wird als „Hochwasser", der tiefste als „Niedrigwasser" und die verticale Entfernung dieser beiden extremen Stände als „Höhe der Gezeit", „Hub" oder „Fluthöhe" bezeichnet. Das Mittel zwischen dem durchschnittlichen Hoch- und Niedrigwasser eines Zeitraumes ist „der mittlere Wasserspiegel" für dieses Intervall.[2]

Die genauere Beobachtung zeigt eine gewisse Abhängigkeit der Fluthöhe sowie der Eintrittszeit des Hoch- und Niedrigwassers von der Stellung des Mondes und der Sonne in Bezug auf den Observationsort.

370. Schon die Alten haben ihre Aufmerksamkeit den Tiden zugewendet, wie aus den Schriften von Herodot, Aristoteles, Posidonius, Strabo, Plutarch, Tacitus, Plinius u. a. zu ersehen ist; auch die eben angedeutete Abhängigkeit von kosmischen Erscheinungen wurde von ihnen erkannt.

Später versuchten Galilei und Descartes[3] das Phänomen der Tiden zu erklären. Diese großen Denker ahnten sehr wohl dessen hohe Wichtigkeit, welche sich weit über die Zwecke der Technik und der praktischen Schiffahrt hinaus, auf die Beantwortung von Fragen eminent wissenschaftlicher Bedeutung erstreckt. Nach Galilei ginge die absolute Bewegung eines Theilchens der Erdoberfläche bei Tage etwas langsamer vor sich, als bei Nacht; — nach Descartes kämen die Wirbel des Weltraumes zwischen Sonne und Erde ins Gedränge und übten einen Druck auf die Meeres-Oberfläche aus.

Johannes Kepler stellte als Ursache von Flut und Ebbe die Anziehungskraft der Weltkörper hin, — aber erst die Präcisirung des

---

[1] Das Wort „Tiden", mit langem i, ist an der Deutschen Nordsee-Küste gebräuchlich. Hugo Lentz hebt hervor, dass dasselbe nicht aus dem Englischen stammen könne, da es sonst, gleich den übrigen Seemanns-Ausdrücken englischen Ursprunges, den fremden Vocallaut hätte, also „Teid" ausgesprochen würde. Da diese Bezeichnung nunmehr, nach Lentz Vorgange, von Autoritäten wie Hann, Zöppritz, Leipoldt u. A. gebraucht wird, so soll dieselbe auch hier, neben dem sonst üblichen gleichstammigen Ausdrucke „Gezeiten" (nach dem Holländischen „Getijden") verwendet werden. — Im Italienischen hat man: le maree (die Tiden), flusso (Flut), riflusso (Ebbe), alta marea (Hochwasser) und bassa marea (Niedrigwasser).

[2] Vgl. hier u. a. a. Orten: Hydrographisches Amt der Kaiserlichen Marine: Handbuch der Navigation etc. Berlin, 1881.

[3] Galileo Galilei: Dialogi de systemate mundi. IV. 1638. — René Descartes: Principia philosophiae IV, De fluxu et refluxu maris. 1644.

Gravitations-Gesetzes durch Isaac Newton eröffnete diesem unsterblichen Forscher den Weg zu jener bahnbrechenden Theorie, die er seinem, 1687 zu London erschienenen, Epoche machenden Werke „Philosophiae naturalis principia mathematica" (Lib. I und III) einflocht. Er ging hiebei, um die Rechnung zu ermöglichen und doch eine gewisse Näherung zu erzielen, d. h. die Erscheinung in ihren Hauptzügen zu erklären, von möglichst einfachen Prämissen aus: Die kugelförmige feste Erde sei vollkommen starr (nicht federkräftig, auch nicht plastisch); sie sei überall und gleichmäßig vom Meere bedeckt, dessen Wasser dieselbe Dichte habe, wie die Erde selbst[1] und in jedem Augenblicke diejenige Gestalt annehme, bei welcher, unter der Einwirkung von Mond und Sonne das Gleichgewicht besteht. Über die Abhängigkeit der Tiden von der Größe der Meere, über die Störung des Phänomens durch das Vorhandensein der Continente und durch die Configuration der Küsten lehrte er nur wenige Beziehungen. — In Folge einer, 1738 von der Akademie der Wissenschaften zu Paris gestellten Preisaufgabe wurde Newtons Theorie von Daniel Bernoulli, Leonhard Euler und Mac Laurin weiter ausgebaut. Besonders war es Bernoullis Werk,[2] welches bedeutenden Anklang fand. Cassinis Forschungen benützend, und ausgezeichnet durch allgemein gehaltene, elegante Formeln, behauptete es sich bis vor kurzem als theoretische Grundlage der Flut-Untersuchungen, obgleich es in mancher Richtung weniger umfassend ist, als die Newtonische Urschöpfung.

371. Gegen Ende des vorigen Jahrhunderts begann Laplace[3] die Resultate seiner berühmten analytischen Untersuchungen, sowie die Ergebnisse der Brester Beobachtungen zu veröffentlichen. Er entwickelte die Theorie der Bewegung, welcher die Meere unseres Planeten, durch den Gang der Sonne und des Mondes am Himmel, sowie durch die Rotation der Erde um ihre Axe, unterworfen sind. Von den Newtonischen Prämissen eliminirte somit Laplace diejenige, welche sich auf das jederzeitige Vorhandensein des Gleichgewichtes bezieht. Den Einfluss der Reibung berücksichtigte er nicht. — Während Newton ein statisches

---

[1] Was auf dasselbe hinauskommt, wie die Annahme, die Erde sei ein Wasserball ohne Kern.

[2] Daniel Bernoulli: Traité sur le flux et reflux de la mer, 1740. (Recueil des pièces qui ont remporté le prix depuis 1720 jusqu'en 1772, IV.)

[3] P. S. Laplace: Sur le mouvement des fluides qui recouvrant la terre sont attirés par le soleil et la lune. (Mém. de l'Acad. 1775.) — Mém. sur le flux et le reflux de la mer. (Mém. de l'Acad. 1790.) — Traité de mécanique céleste II, 4 und V, 13. — Exposition du système du monde. XI. — Sur le flux et reflux. (Mém. de l'Acad. 1818.)

Problem behandelte, wagte sich Laplace an ein dynamisches. Dass sich hiebei der letztere den wirklichen Vorkommnissen in der Natur mehr näherte, als der erstere, kann, mindestens vom theoretischen Standpunkte aus, nicht gut geläugnet werden; und zwar auch dann nicht, wenn man die relativ geringen praktischen Erfolge der gewaltigen Bemühungen Laplace' ins Auge fasst.

Es ist geradezu unmöglich, alle Einflüsse a priori zu bestimmen und in die Rechnung einzuführen. Zu diesen Einflüssen gehören, — außer den früher aufgezählten Störungen, welche sich auf die horizontale Gliederung der Meere beziehen, — noch weiter: die ungleiche Beschaffenheit und unregelmäßige Gestalt des Seebodens, die wechselnden meteorologischen Verhältnisse, die Meeresströmungen u. dgl. m. Überdies sind die physikalischen und geologischen Eigenschaften des festen Erdkörpers, soweit sie hier in Betracht kommen, zum größten Theile noch unbekannt. Man kann daher nur die Kenntnis allgemeiner Bewegungsgesetze anstreben, deren mathematischer Ausdruck aber noch mehrere unbekannte Größen enthält, die zwar für einen und denselben Beobachtungsort näherungsweise als Constante zu betrachten, und mit Hilfe der Wahrscheinlichkeits-Rechnung aus geeigneten Observationen mit hinreichender Genauigkeit abzuleiten sind, die aber von Ort zu Ort ihren Wert namhaft ändern.

372. J. W. Lubbock[1] und W. Whewell[2] versuchten zuerst die Gesetze der Flut-Erscheinungen unmittelbar aus zahlreichern und länger fortgesetzten Beobachtungen abzuleiten. Ersterer stellte Regeln auf, nach welchen die Fluthöhe und die Eintrittszeit des Hochwassers an den Britischen Küsten im voraus zu berechnen sind, und welche noch heute die Basis der jährlich erscheinenden englischen Tiden-Tafeln bilden; — letzterer dagegen versuchte die Entstehung der primären Flutwelle in der Südsee und ihr Fortschreiten durch die kleineren Meere zu erkennen. Den Untersuchungen Laplace' brachten sie wenig Vertrauen entgegen und benützten als theoretische Richtschnur in erster Linie das Werk D. Bernoullis. — Waren nun auch die Arbeiten Lubbocks und Whewells nicht von jenem einschneidenden Erfolge, den man wohl einigermaßen glaubte anhoffen zu sollen, so gebührt

[1] John William Lubbock: Account of the „Traité sur le flux et reflux de la mer of D. Bernoulli". 1830. — Elementary treatise on Tides 1839. — Mehrere Abhandlungen in den „Phil. Trans." und den „Reports of the Br. Ass." der Jahre 1831 bis 1837.

[2] William Whewell: Mehrere Abhandlungen in den „Phil. Trans. der Jahre 1833 bis 1840, 1848 und 1850, sowie in den „Reports of the Br. Ass." 1838 und 1851.

diesen Gelehrten dennoch das bedeutende Verdienst, den inductiven Weg der Forschung in den Vordergrund gerückt zu haben.

In den weiteren Untersuchungen blieb man zum größten Theile dem Grundgedanken der Methode Lubbocks und Whewells treu; doch wurden auch die angedeuteten Errungenschaften Laplace' vielfach erweitert. Zumal waren es Airy[1] und Ferrel,[2] welche die Theorie namhaft förderten.

Einen bedeutenden Fortschritt erzielte das auf Anregung von Sir William Thomson von Seite der „British Association for the advancement of science" im Jahre 1867 ernannte „Comité zur Beförderung, Ausbreitung, Vervollkommnung und harmonischen Analyse von Flut-Beobachtungen". Dieses Comité veranlasste nicht nur die Reduction von älterem Observations-Materiale nach der eben genannten, von Thomson angegebenen „harmonischen Analyse", sondern bewirkte auch die Aufstellung vieler Flut-Autographen und die Durchführung regelmäßiger Wasserstands-Aufzeichnungen.

373. Auf dem heutigen Standpunkte der Erkenntnis zweifelt wohl niemand mehr an dem Einflusse der Stellung von Sonne und Mond und man kann daher wohl nach C. Peters[3] definiren:

Die Benennungen „Flut und Ebbe" bezeichnen die Erscheinungen des Steigens und Sinkens der Gewässer, insoferne sie ursprünglich durch kosmische Einflüsse bewirkt werden.

Hiebei erscheinen, neben den täglich auftretenden Schwankungen, auch solche von längerer Periode einbegriffen, soferne sie nur auf kosmische Einflüsse zurückzuführen sind. Es bleiben dagegen die, in Folge anderweitiger Ursachen auftretenden Hebungen und Senkungen ausgeschlossen, wären sie auch von mehr oder weniger periodischer Natur.

374. Zunächst sei nun das Princip veranschaulicht, nach welchem, im Geiste der Newtonischen Theorie, die Deformation der Erde unter dem Einflusse der fremden Weltkörper stattfindet. Hierauf sollen, soweit

---

[1] G. B. Airy: Tides and Waves; Encycl. Metrop. und Phil. Trans. 1842 und 1845.

[2] W. Ferrel: The problem of the Tides etc. 1856. Gould, Astronomical Journal. 94.

[3] Vgl. hier u. a. a. O.: Dr. G. Neumayer: Anleitung zu wissenschaftlichen Beobachtungen auf Reisen, Berlin, 1875. (Anweisung zur Anstellung von Beobachtungen über Ebbe und Flut, von Prof. C. A. F. Peters, Dir. der k. Sternwarte in Kiel.)

dies eben unserem Zwecke entspricht und es sich in Kürze durchführen lässt, einige der wichtigsten Resultate der späteren Forschung ins Auge gefasst werden.

Wir können uns im Folgenden ohne merklichen Fehler die Masse jedes einwirkenden Weltkörpers in seinem Massen-Mittelpunkte vereinigt denken. Dieser liegt aber in den zu betrachtenden Fällen so nahe an dem geometrischen Centrum, dass wir dieses letztere als den Sitz der Gesammt-Anziehungskraft des Körpers auffassen wollen. Ferner sei vorausgesetzt, dass die Gestalt unseres Planeten nur wenig von der Kugelform abweiche und dass, so lange das Gegentheil nicht betont wird, die Erde völlig flüssig sei.

Die fluterzeugende Kraft.

375. Wäre M die Masse des anziehenden Gestirnes, ρ die Entfernung seines Mittelpunktes vom Erd-Centrum, endlich r der Radius der Erde; so würde eine Masse μ im Erd-Centrum, eine Anziehung des Gestirnes erfahren, welche sich nach dem bekannten Gravitations-Gesetze durch:

$$k\,\frac{M\mu}{\rho^2},$$

ausdrücken lässt, wobei k eine von der gewählten Krafteinheit abhängige Constante bedeutet. Denken wir uns dagegen dieselbe Masse μ auf der Erdoberfläche gelagert, und zwar speciell in demjenigen Punkte derselben, in dessen Zenith sich das deformirende Gestirn befindet, so ist das Centrum dieses Körpers der Masse μ näher, als dem Erd-Mittelpunkte. Der Abstand beträgt nicht wie früher ρ, sondern nur $\rho-r$, und das Maß der Anziehung ist:

$$k\,\frac{M\mu}{(\rho-r)^2},$$

ein Ausdruck, welcher offenbar den früher aufgestellten an Wert übertrifft.

376. Die Differenz beider Ausdrücke heißt die **fluterzeugende Kraft** mit Bezug auf denjenigen Punkt der Erdoberfläche, in dessen Zenith sich das anziehende Gestirn befindet. Bezeichnet man diese Kraft mit F, so ist:

$$F = k\,\frac{M\mu}{(\rho-r)^2} - k\,\frac{M\mu}{\rho^2} = k\,.\,M\mu\left[(\rho-r)^{-2}-\rho^{-2}\right] =$$

$$= k\,.\,M\mu\left(\rho^{-2}+2\rho^{-3}r+3\rho^{-4}r^2+\ .\ .\ .\ -\rho^{-2}\right) =$$

$$= k\,.\,M\mu\left(\frac{2r}{\rho^3}+\frac{3r^2}{\rho^4}+\ .\ .\ .\ \right) \qquad 1)$$

Diese Kraft trachtet den beregten Punkt der Oberfläche vom Erd-Centrum zu entfernen, das heißt, sie wirkt der irdischen Gravitation entgegen und hebt einen Theil derselben auf.

Da ρ in allen hier zu betrachtenden Fällen bedeutend größer ist als r, so erhält man eine gut brauchbare Näherung für F, indem man statt der Summe der innerhalb der Klammer stehenden, sehr rasch convergirenden Reihe das erste Glied allein setzt. In diesem Sinne hat man näherungsweise:

$$F = k M \mu \frac{2r}{\rho^3} \qquad 2)$$

Bei Vernachlässigung sehr kleiner Werte kann man somit aussprechen: Die fluterzeugende Kraft ist der Masse des anziehenden Himmelskörpers directe, dagegen der dritten Potenz der Entfernung seines Mittelpunktes vom Erd-Centrum verkehrt proportionirt.

377. Um uns nun ein Kriterium über die Größe dieser Kraft zu bilden, wollen wir sie mit der irdischen Schwere vergleichen. Heiße die letztere P, so ist ihr Betrag mit Rücksicht auf die in der Oberfläche gelagerte Masse μ:

$$P = k \frac{M_1 \mu}{r^2},$$

wobei M_1 die Erdmasse bedeutet. In Verbindung mit 2) ist nun:

$$\frac{F}{P} = \frac{2M}{M_1}\left(\frac{r}{\rho}\right)^3 \quad \text{oder}$$

$$F = \frac{2M}{M_1}\left(\frac{r}{\rho}\right)^3 . P \qquad 3)$$

Mit Bezug auf den Mond als deformirendes Gestirn, kann man, falls seine Masse mit M', seine mittlere Entfernung mit ρ' und die ihm entspringende fluterzeugende Kraft mit F' bezeichnet wird, in genügender Annäherung

$$\frac{M'}{M_1} = \frac{1}{81 \cdot 5} \text{ und } \frac{r}{\rho'} = \frac{1}{60}$$

setzen, d. h. annehmen, die Masse der Erde übertreffe 81·5 mal diejenige des Mondes, und der durchschnittliche Abstand der beiden Mittelpunkte sei 60 mal größer als der Erdradius. Mit Hilfe dieser Zahlen findet man:

$$F' = \frac{P}{8\ 802\ 000}$$

woraus hervorgeht, dass die fluterzeugende Kraft des Mondes näherungsweise den neunmillionten Theil der irdischen Schwere gleichkommt.

Sei weiter M'' die Masse der Sonne, ρ'' ihre mittlere Entfernung und F'' ihre fluterzeugende Kraft, so kann man näherungsweise:

$$\frac{M''}{M_1} = 324\,479 \text{ und } \frac{r}{\rho''} = \frac{1}{23202}$$

setzen, woraus folgt, dass nahezu:

$$F'' = \frac{P}{19\,241\,900}$$

Die fluterzeugende Kraft der Sonne ist also noch weit kleiner als jene des Mondes.

Man nennt nun den Quotienten $F' : F''$ das Verhältnis der Mond- zur Sonnenwirkung. Die eben gefundenen, genäherten Zahlen ergeben:

$$\frac{F'}{F''} = 2{\cdot}186 \quad 4)$$[1]

also auf Zehntel genau etwa 2·2, d. h. nahe $^9/_4$. Die Wirkung des Mondes ist somit mehr als doppelt so groß, als jene der Sonne.

Die außerordentlich kleinen Werte, welche sich für die fluterzeugende Kraft von Sonne und Mond, selbst mit Bezug auf diejenigen Punkte ergeben, in deren Zenith sich diese Himmelskörper befinden, weisen darauf hin, dass sich nur durch Summation der Wirkungen auf unendlich viele Theile einer ausgedehnten Wassermasse eine merkliche Anschwellung derselben an der dem Monde oder der Sonne zugewandten Seite bilden kann. Es wird daher unsere nächste Aufgabe sein, die fluterzeugende Kraft für weitere Punkte der Erdoberfläche in Erörterung zu ziehen.

378. Befände sich die Masse μ im Antipodenpunkte des bis nun betrachteten Ortes, wäre sie also in demjenigen Punkte, in dessen Nadir sich das deformirende Gestirn befindet, so stünde sie dem Centrum des einwirkenden Gestirnes um den Betrag r ferner als der Erd-Mittelpunkt und erführe somit auch eine geringere Anziehung als eine in diesem letzteren gelagerte, gleich große Masse. Das Erd-Centrum wird von dem beregten Punkte der Oberfläche gleichsam weggezogen, es äußert sich

[1] Vgl. hier u. a. a. O.: Dr. J. Hann, Dr. F. v. Hochstetter und Dr. A. Pokorny: Allgemeine Erdkunde, Prag, 1881, I. 3.

wieder eine fluterzeugende Kraft, welche der irdischen Schwere directe entgegenwirkt. Heiße dieselbe f, so erhalten wir in ähnlicher Weise, wie früher:

$$f = k\frac{M\mu}{\rho^2} - k\frac{M\mu}{(\rho+r)^2} = k\,M\mu\,(\rho^{-2} - \rho^{-2} + 2\rho^{-3}r - 3\rho^{-4}r^2 + \ldots) =$$

$$= k\,M\mu\left(\frac{2r}{\rho^3} - \frac{3r^2}{\rho^4} + \ldots\right) \qquad 5)$$

Der Vergleich mit dem Ausdrucke 1) zeigt, dass f kleiner ist als F, und zwar wegen des in Formel 5) auftretenden Zeichenwechsels. Doch wurde schon früher darauf hingewiesen, dass $\frac{r}{\rho}$ von sehr kleinem Betrage ist, die Reihe daher sehr rasch convergirt und man sich zur Gewinnung eines genäherten Wertes mit dem ersten Gliede allein begnügen kann. Hiedurch erhält man aber aus 4) denselben Ausdruck für f wie aus 1) für F, nämlich;

$$k\,M\mu\frac{2r}{\rho^3}$$

Bei Berücksichtigung der zweiten Glieder folgt übrigens:

$$\frac{F-f}{F} = \frac{6r}{2\rho+3r} = \frac{6\frac{r}{\rho}}{2+3\frac{r}{\rho}}$$

Mit den früher gegebenen Zahlenwerten findet man für den Mond:

$$\frac{F'-f'}{F'} = \frac{1}{20\cdot5},$$

für die Sonne dagegen:

$$\frac{F''-f''}{F''} = \frac{1}{7734}$$

Die Differenz ist in Hinblick auf den Mond nur der 20·5[te], mit Rücksicht auf die Sonne aber gar nur der 7734[te] Theil der fluterzeugenden Kraft für denjenigen Punkt, in dessen Zenith sich das deformirende Gestirn befindet.

379. Die Entfernungen der zwei bis nun betrachteten Oberflächen-Punkte vom Centrum des Gestirnes weichen vom Abstande der beiden Mittelpunkte am meisten ab. Der Unterschied ist in beiden Fällen der Erdhalbmesser. Für alle übrigen Punkte ist dieser Unterschied und daher auch die fluterzeugende Kraft geringer.

Die auf einen beliebigen Punkt wirkende Anziehung des fremden Weltkörpers lässt sich in zwei Componenten zerlegen;

a) eine zur Verbindungslinie des Centrums der Erde mit jenem des Gestirnes parallele, und

b) eine auf diese Verbindungslinie senkrechte.

Ist die Componente *a* eben so groß wie die Anziehung, welche der Erd-Mittelpunkt erfährt, so bleibt sie für die Deformation der irdischen Gestalt unwirksam; ist sie jedoch größer oder kleiner, so liefert sie eine wirksame Differenz, welche sich wieder in zwei Componenten zerlegen lässt, deren eine der Schwerkraft in der Regel entgegen gesetzt und nur auf einem geringen, wenig entscheidenden Areal gleich gerichtet ist, deren andere aber senkrecht auf der Richtung der Schwere steht, also tangential an die Kugeloberfläche wirkt und eine Näherung an einen der zwei früher beobachteten Punkte anstrebt, in deren Zenith, beziehungsweise Nadir, sich das deformirende Gestirn befindet.

Die Componente *b*, welche in Folge der, mit Rücksicht auf die Erd-Dimensionen, sehr großen Distanz der Himmelskörper stets nur klein ausfällt, denken wir uns auch in zwei Componenten zerlegt. Die eine derselben modificirt die Schwerkraft, die andere wirkt tangential. Jede von ihnen lässt sich daher mit einer der betrachteten Seitenkräfte von *a* vereinigen.

Hieraus folgt, dass sich die deformirende Kraft in zwei Richtungen geltend macht:

α) sie vermindert oder vermehrt die Schwerkraft, je nach der Richtung der Resultirenden aus beiden verticalen Seitenkräften, wobei jedoch das erstere als der weit häufiger auftretende Fall anzusehen ist;

β) sie trachtet eine Annäherung zu einem jener Punkte zu bewirken, in deren Zenith oder Nadir sich der deformirende Himmelskörper befindet.

380. Die Punkte der Kugeloberfläche, welche von den zuerst betrachteten zwei Punkten um einen Quadranten abstehen, welche also das Centrum des anziehenden Gestirnes in ihrem wahren Horizonte haben, liegen in einem größten Kreise, dessen Ebene senkrecht steht auf der Verbindungslinie dieses Centrums und des Erd-Mittelpunktes. Für diese Punkte hat der wirksame Theil der ganzen ad *a*) betrachteten Kraft eine Tangential-Richtung an die Kugel: er bewirkt keine Änderung der Schwerkraft, sondern trachtet mit seiner vollen Größe eine Bewegung gegen denjenigen Punkt einzuleiten, in dessen Nadir sich das deformirende Gestirn befindet, während die ad *b*) betrachtete Kraft aus-

schließlich eine Vermehrung der Schwerkraft bewirkt. Es ist also ersichtlich, dass die horizontale Bewegung auf einem größeren Theile der Kugeloberfläche gegen den Punkt eingeleitet wird, in dessen Nadir sich das Gestirn befindet, und nur auf einem kleineren gegen denjenigen, welcher dasselbe im Zenithe hat. Es geht nämlich der horizontale Zug nicht nur auf der ganzen, vom Zenithe abgewendeten Kugelfläche, sondern auch noch auf einer schmalen Randzone der zugewendeten Hälfte gegen den erstern Punkt; die Grenzlinie der beiden Züge, also der Ort, wo die horizontale Componente verschwindet, ist nicht der größte Kugelkreis, der auf der Verbindungslinie der Centren senkrecht steht, sondern ein demselben paralleler, dem anziehenden Gestirne näher gelegener, kleinerer Kreis. — Es kommt jedoch den Punkten des durch diese Linie begrenzten dem Gestirne zugewendeten Oberflächentheiles, wie aus dem Vorhergehenden zu entnehmen ist, eine etwas größere, fluterzeugende Kraft zu, als den entsprechenden Punkten der anderen Seite.

381. Ähnlich nun wie die Theile der Kugeloberfläche müssen auch jene des Erdinneren, je nach ihrer Lage, durch das anziehende Gestirn in verschiedener Weise beeinflusst werden. Denkt man sich die Kugel aus beliebig vielen concentrischen Schalen zusammengesetzt, so gilt das oben dargelegte für die Oberflächen einer jeden derselben, nur mit dem Unterschiede, dass die fluterzeugende Kraft umso kleiner wird, je geringer der Halbmesser der betreffenden Fläche ist, wie aus der Formel 2) deutlich hervorgeht.

Die sehr kleinen Werte, welche der fluterzeugenden Kraft des Mondes und der Sonne, selbst für jene Punkte der Erdoberfläche zukommen, bei welchen diese Werte Maxima erreichen, deuten darauf hin, dass keiner der übrigen Himmelskörper eine nachweisbare Deformation der Erdoberfläche zu bewirken im Stande ist. Die Planeten bleiben unwirksam, weil sie trotz ihrer Nähe, viel zu klein, die Fixsterne dagegen, weil sie, trotz ihrer Größe, viel zu ferne sind.

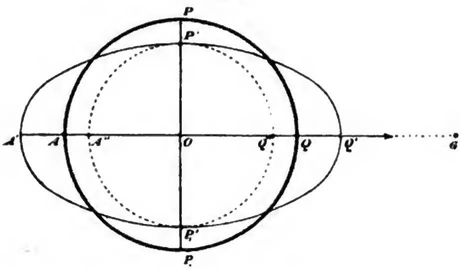
Die Wirkungen von Sonne und Mond kann man getrennt in Betracht ziehen, da die Niveau-Änderungen, welche durch eines dieser Gestirne erzeugt werden, sich mit den, durch das andere hervorgebrachten, zum größten Theile so verbinden, als wenn beide unabhängig von einander stattfänden.

Die Wirkung der im Äquator befindlichen Gestirne.

382. Es sei in Fig. 58 [1] O das Centrum der Erde, PP_1 die Erdaxe, $APQP_1$ ein Meridian, AQ der Schnitt der Äquatorial-Ebene mit der Ebene dieses Meridians, endlich OG die Richtung, in welcher sich der Mittelpunkt G des fluterzeugenden Gestirnes befindet.

Die Anziehungskraft wirkt ungleich stark auf die Theile der Erde und wie wir bereits gesehen, erleidet in Folge dieser Verschiedenheit, auch die irdische Schwere von Ort zu Ort Änderungen, während außerdem Componenten wirksam werden, welche gegen die Punkte Q und A

Fig. 58.



zustreben, in deren Zenith, beziehungsweise Nadir, der Körper G sich befindet.

Ist nun die Erde flüssig, plastisch, federkräftig oder doch mit einer flüssigen Hülle umgeben, so können ihre Theile, oder eine gewisse Menge derselben, Bewegungen und Verschiebungen vornehmen. Sie werden in Folge der eingetretenen Störungen eine neue Gleichgewichts-Lage suchen, wodurch eine Deformation der Erde eintreten muss. Die Punkte Q und A, woselbst die Verminderung der Schwere durch die fluterzeugende Kraft ihr Maximum, die tangentiale Componente aber den Nullwert erreicht, werden sich am meisten vom Centrum entfernen, während bei den in der Praxis vorkommenden Fällen, die Punkte jenes größten Kreises, dessen Ebene auf der Figurfläche senkrecht steht, und sie also in den Polen P und P_1 schneidet, nahezu diejenigen sind, welche sich dem beregten Centrum am meisten nähern.

---

[1] Vgl. hier u. a. a. O.: Hugo Lentz: Flut und Ebbe und die Wirkungen des Windes auf den Meeresspiegel. Hamburg, 1879.

Die neue Gleichgewichts-Lage ist bei einer völlig flüssigen Erde hergestellt, sobald die Drücke im Erd-Centrum wieder nach allen Richtungen hin gleich, die Verschiedenheiten der Schwere also durch verschiedene Druckhöhen (Radien) ausgeglichen sind, und die Resultirende aus der veränderten Schwerkraft und der wirksamen Tangential-Componente wieder allenthalben in die Normale an das Niveau fällt. Die mathematische Bestimmung der neuen Gestalt ist eine Aufgabe der Potential-Theorie. Doch hat schon Newton gezeigt, dass die deformirte Erde, näherungsweise als ein Rotations-Ellipsoid betrachtet werden kann, welches durch Drehung einer Ellipse um ihre große Axe entsteht. Mit Bezug auf die Figur 58 ist der neue Meridian $A'P'Q'P_1'$, eine Ellipse und $A'Q'$ ihre große Axe. Es wird gut sein zu bemerken, dass jenes Rotations-Ellipsoid, welches aus der Erdkugel in Folge der Axendrehung entsteht, ein abgeplattetes, d. h. ein an den Polen gedrücktes ist, während das hier zu besprechende als ein eiförmiges, in den Punkten A' und Q' gleichsam zugespitztes bezeichnet werden kann. Jener Körper entsteht durch Schwingung einer Ellipse um ihre k l e i n e, dieser dagegen durch Schwingung derselben um ihre g r o ß e Axe. Wirkt G auf die r o t i r e n d e hypothetische Erde ein, so muss thatsächlich eine Combination der beiden Gestalten eintreten, wobei aber immer noch die Abweichung von der Sphäre eine relativ so geringe bleibt, dass man, bei vielen Rechnungen, zur Erzielung genäherter Resultate die Kugelform supponiren darf.

383. Wäre nun $A'P'Q'P_1'$, der Durchschnitt des bloß durch die fluterzeugende Kraft deformirten Erdkörpers, so können wir, entsprechend der früher entwickelten Näherung, $A'A = QQ'$ annehmen, d. h. den kleinen Unterschied der fluterzeugenden Kräfte für A und Q vernachlässigen. Sei nun $A'O = OQ' = a$, die große und $P_1'O = OP' = b$ die kleine Halbaxe der Ellipse, so ist das Volumen des Rotations-Ellipsoides $\frac{4}{3}ab^2\pi$. Dieses Volumen muss aber mit jenem der Kugel vom Halbmesser $OQ = r$ übereinstimmen, da angenommen wird, es finde keine Compression oder Ausdehnung der Erdmasse statt. Es ergibt sich also die Gleichung:

$$\frac{4}{3}ab^2\pi = \frac{4}{3}r^3\pi \text{ oder}$$

$$ab^2 = r^3$$

Setzen wir $b = r - m$, wobei $m = P_1P_1' = P'P$, so erhalten wir

$$a = \frac{r^3}{r^2 - 2rm + m^2} = r + 2m + 3\frac{m^2}{r} + \ldots$$

In unserem Falle ist nun $m:r$ so klein, dass wir schon das dritte Glied der eben gefundenen Reihe vernachlässigen können. In noch höherem Maße gilt dies für die folgenden Glieder, weshalb wir genähert setzen können:

$$a = r + 2m, \text{ d. h.:}$$

$$A'A = QQ' = 2m = 2P_1P_1' = 2P'P.$$

384. Um nun ein Maß für die größte Höhe der Sonnenflut zu gewinnen, benützte Newton seine früher durchgeführten Berechnungen über die Deformation der Erde durch die bei der Axendrehung wachgerufene Fliehkraft, nach welcher sich die Anschwellung am Äquator, bei einer daselbst auftretenden Verminderung der irdischen Schwere P um $\frac{P}{289}$, zu 85470 Pariser Fuß herausstellte. Er setzte sodann die Anschwellungen proportional den Kräften, welche sie erzeugen, und fand auf Basis der von ihm zu $\frac{P}{1287000}$ angenommenen fluterzeugenden Kraft als höchste Sonnenflut 1·917 Fuß. Mit Hilfe des früher angegebenen, etwas genaueren Wertes dieser Kraft, findet man nur $1{\cdot}42' = 0{\cdot}4612$ Meter.

Auf Basis der angenommenen Proportionalität zwischen den Schwerkraft-Verminderungen und den durch sie bewirkten größten Niveau-Hebungen wäre nun mit Rücksicht auf das früher berechnete Verhältnis $F:F''$, die größte Mondflut nahezu 2·2mal so mächtig als die größte Sonnenflut, während der vernachlässigte Unterschied zwischen der Zenith- und Nadirflut des Mondes nach dem Vorhergehenden nahe $\frac{1}{20 \cdot 5}$ der Zenithflut betrüge. Die schärfere Potential-Rechnung zeigt übrigens, dass dieser Unterschied weit weniger als die Hälfte des genannten Betrages erreicht, während er bei den Sonnenfluten geradezu als verschwindend betrachtet werden kann.

385. An dieser Stelle müssen wir noch darauf hinweisen, dass im Frühern die fluterzeugenden Kräfte von Sonne und Mond nur mit Hilfe der m i t t l e r e n Entfernungen dieser Himmelskörper von unserer Erde (d. i. der halben großen Axen der elliptischen Bahnen), berechnet wurden. Nun ändern sich aber die Entfernungen im Laufe einer Revolution sehr merklich, weshalb die deformirenden Wirkungen, zumal in den extremen Fällen, also in der Erdnähe und Erdferne, namhafte Abweichungen von den berechneten mittleren Werten aufweisen. Beim Monde verdient dieser Umstand besonderes Augenmerk, da, nach obiger

Proportionalität zur Zeit des Perigeums die Mondflut nahezu $1\frac{1}{2}$mal so groß ausfallen sollte, als zur Zeit des Apogeums.

Man nennt diese Ungleichheit der Fluten die parallaktische Variation.

386. Denken wir uns nun, die Erde sei um die Axe PP_1 (obige Fig. 58) in Drehung begriffen, wobei wir den Einfluss der durch die Centrifigural-Kraft entstehenden Gestaltveränderung, als irrelevant für unser Resultat vernachlässigen, so ist zunächst ersichtlich, dass der Reihe nach continuirlich andere Punkte des Äquators in die Hochwasser-Lage rücken, welche in der obigen Figur von A' und Q' eingenommen wird. Nach jeder halben Umdrehung haben A' und Q' wieder die größte, je eine Vierteldrehung später dagegen, die kleinste Entfernung vom Erd-Mittelpunkte. Gleich den Punkten des Äquators haben auch alle übrigen (von den Polen abgesehen), bei Culmination des deformirenden Gestirnes Hochwasser, bei dessen Stellung im Horizonte (und im Äquator) aber Niedrigwasser. Träfen auf der Erde thatsächlich die gemachten Prämissen zu, so hätten alle Punkte desselben Meridians zu gleicher Zeit Flut, zu gleicher Zeit Ebbe. Der Hub jedoch wäre am größten am Äquator und nähme gegen die Pole hin ab, wo er den Grenzwert „Null" erreichte und woselbst sich die Einwirkung von G nur durch einen continuirlich nieder bleibenden Wasserstand, nicht aber durch Schwankungen der Meeres-Oberfläche geltend machte.

Da Sonne und Mond keine fixe Stellung am Himmel einnehmen, so beträgt das Zeit-Intervall zwischen Flut und Ebbe nicht sechs Sternstunden, sondern mit Rücksicht auf das erstere Gestirn sechs wahre Sonnen- mit Rücksicht auf das letztere aber sechs Mondstunden.

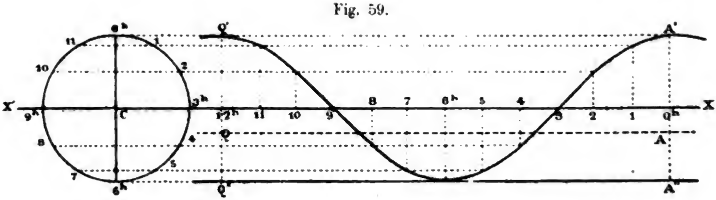
387. Während dieses kurzen Zeitraumes findet nun eine kolossale Überwälzung von Wassermassen auf der Erde statt. Bessel[1] berechnet indem er 3' Fluthöhe supponirt, dass sich im Flutviertel des Erdkörpers etwa 100 Kubikmeilen Wasser mehr befinden, als im Ebbeviertel, was einer täglichen Verschiebung von 200 Kubikmeilen rund um die Erde gleich kommt. Da nun aber in hoher See und ferne vom Lande keine für die Navigation irgendwie fühlbare Strömung auftritt, so muss hieraus geschlossen werden, dass Flut und Ebbe als eine Wellenbewegung aufzufassen sind. Schon Laplace weist darauf hin, dass man annehmen könne, die Höhe des Wassers über seinem tiefsten Stande sei dem Sinus versus von $\frac{2\pi t}{\tau}$ proportional, wobei t die Zeit,

[1] Bessel: Vorlesungen. Hamburg, 1848. Vgl. hier u. a. a. Orte: Dr. G. D. E. Weyer: Vorlesungen über nautische Astronomie. Kiel, 1871.

gezählt vom Augenblicke des höchsten Wasserstandes, τ die Dauer der Auf- und Abbewegung, also 12 Sonnen-, beziehungsweise Mondstunden und π die Ludolfische Zahl vorstellt, derart also, dass die Bewegung als eine einfache Schwingung anzusehen sei.

Wie in den früheren Kapiteln dargestellt wurde, entsteht eine Wellenbewegung, indem die Wassertheilchen nahezu kreisförmige Bahnen durchlaufen, deren verticale Axen gleich der Wellenhöhe sind. Denken wir uns im einfachsten Falle diese Bahnen wirklich kreisförmig, so wäre der Durchmesser derselben von dem geringen Betrage der Fluthöhe. Die Wellenlänge umfasste den halben Umfang der Erde d. h. die halbe Länge des betreffenden Breitenparallels, unter welchem der Beobachtungsort liegt. Während des Zeit-Intervalles von 12 Stunden wird von einem Wassertheilchen der erwähnte kleine Kreis nur einmal durchlaufen, eine Bewegung, die für die horizontale Versetzung eines Schiffes vollkommen unfühlbar bleibt, welche aber dennoch, wegen

Fig. 59.



ihres allgemeinen Fortschreitens, den früher betonten gewaltigen Effect hervorzubringen im Stande ist.

388. Da die scheinbare tägliche Bewegung der Sonne und des Mondes von Ost gegen West stattfindet, muss auch die Flutwelle dieser Richtung folgen. Wendet somit der Beobachter das Gesicht gegen Süd, so schreitet die Welle von links gegen rechts an ihm vorüber. Hiebei bewegen sich die Wassertheilchen mit gleichförmiger Geschwindigkeit in ihren kreisförmigen Bahnen, und zwar, mit Rücksicht auf die angenommene Stellung des Beobachters, im Sinne „mit dem Zeiger der Uhr“. Beim Eintritte der oberen und unteren Culmination des fluterzeugenden Gestirnes, also um 0^h oder 12^h, wenn die Zeit nach diesem Gestirne gezählt wird, erreicht das Wassertheilchen am Observations-Orte seine höchste Lage, während es nach Ablauf der darauf folgenden Stunden, die mittels Fig. 59, am Kreise linker Hand, veranschaulichten Positionen einnimmt.

Es befinde sich nun am Beobachtungsorte ein Flut-Autograph in Thätigkeit, etwa ein Instrument von jener Construction, welche in dem die Apparate behandelnden Abschnitte näher erklärt wurde. Ein Schreibstift ahme die verticalen Hebungen und Senkungen des Meeresspiegels in einer genau zu bestimmenden Verjüngung nach, welche jedoch in der Figur, der Einfachheit wegen, nicht berücksichtigt wurde. Die Tafel, auf welcher der erwähnte Stift zeichnet, verschiebe sich in ihrer Erweiterung mit gleichmäßiger Geschwindigkeit, und zwar senkrecht zur Richtung, in welcher der Stift beweglich ist, also etwa, wie in der Figur angedeutet, von links gegen rechts.

Während nun ein Wassertheilchen in der Zeit von 0^h bis 12^h seine kreisförmige Bewegung einmal vollendet hat, ist die Flutwelle um die Hälfte des betreffenden Breitenparallels fortgeschritten. Gegenüber diesem weiten Wege, kann die praktisch mögliche Verschiebung der Schreibtafel, die während derselben Zeit stattgefunden hat, nur eine sehr unbedeutende gewesen sein. Die horizontale Verjüngung des vom Stifte gezeichneten Wellen-Profiles, ist somit in allen Fällen eine weitaus größere, als die verticale.

Bedenkt man, dass der Durchmesser der kreisförmigen Bahn eines Wassertheilchens im Vergleiche zum halben Erdumfange als verschwindend klein betrachtet werden kann, dass also die horizontale Componente dieser Bahn, in Folge der sehr bedeutenden Verjüngung horizontaler Ausdehnungen nicht zur Geltung kommt, so wird die Richtigkeit der in Fig. 59 durchgeführten Construction einer theoretischen Flut-Curve sofort einleuchten. Zugleich aber ist es auch ersichtlich, dass diese Curve, welcher die nöthigen Elemente des Phänomens zu entnehmen sind, dem Wellen-Profile in der Natur nicht geometrisch ähnlich ist; denn einerseits sind die verticalen und horizontalen Dimensionen sehr verschieden verjüngt, d. h. die Welle ist sehr viel flacher in der Natur als in der Zeichnung, und anderseits werden die Geraden $X'X$ und ihre Parallelen in der Wirklichkeit durch Halbkreise vertreten.

389. Die Abscissenaxe ($X'X$) versinnlicht den mittleren Wasserstand. Die Areale zwischen der Curve und dieser Geraden, oberhalb und unterhalb der letzteren, sind gleich groß. Das arithmetische Mittel aller Ordinaten verschwindet also. Sei der mit 0^h bezeichnete Punkt der Ursprung, die positiven Ordinaten seien nach aufwärts, die positiven Abscissen nach links gezählt und die größte Ordinate werde mit a, bezeichnet, so haben wir als Gleichung der Curve:

$$y = a \cos x \qquad 6)$$

wobei y in Metern oder in einem sonst beliebigen Längenmaße, x dagegen im Bogenmaße (die Strecke $0^h - 12^h$ gleich 2π gesetzt) anzugeben ist.[1] Für jede Stunde, welche in x enthalten ist, hat man $\frac{\pi}{6}$ (d. h. im Gradmaße 30°) zu setzen, und zwar in Übereinstimmung mit der Theilung des Kreises linker Hand.

390. Es ist nun klar, dass eine Flut-Curve von der einfachen Art, wie sie in Figur 59 dargestellt ist, auch durch die alleinige Einwirkung eines einzigen Gestirnes, nie erscheinen kann. Selbst theoretisch, d. h. die Prämissen der Newtonischen Theorie zugegeben, wäre dies eine Unmöglichkeit, weil sich kein anziehendes Gestirn durch 12^h an derselben Stelle des Himmels-Äquator und in unveränderter Entfernung von der Erde aufhält. Immerhin aber müsste diese Curve das Profil eines durch ein einziges Gestirn deformirten Erdparallel-Kreises in einem gegebenen Momente ausdrücken. Denken wir uns nämlich die Zeichnung enthielte keine Verjüngungen, $A''A'$ wäre die wirkliche Fluthöhe und $0^h - 12^h$ die wirkliche Länge des halben Parallels, so hätte man nur die Figur an den betreffenden Parallelkreis der Erde in richtig orientirter Weise anzulegen, um bei einer geringfügigen Dehnung der oberen Theile und einer kleinen Verkürzung der unteren, sowie bei Vernachlässigung der horizontalen Bewegungs-Componenten, das gewünschte Profil zu erhalten. Hugo Lentz schlägt daher vor, diese von Laplace construirte Curve „das Profil des theoretischen Wasserstandes“ zu nennen.

Bezöge sich die Figur 59 speciell auf den Äquator, so wäre $A''Q''$ an einen größten Kreis der Kugel zu legen, deren Radius gleich der halben kleinen Axe der deformirten Erde ist. In der früheren Figur (58) wurde diese Kugel durch den punktirten Kreis $A''P''Q''P_1'$ angedeutet, während auch die Buchstaben A, A', Q und Q' mit den gleichen Bezeichnungen der Figur 59 stimmen.

391. Da XX' sich oberhalb AQ, dem Äquator der noch nicht deformirten Erde befindet, so ist leicht ersichtlich, dass die Einwirkung des Himmelskörpers das mittlere Niveau am Gleicher erhöht. Ähnliches findet auf allen niedern Breiten statt, während in der Nähe der Pole,

[1] Laplace nennt x den Betrag, um welchen das Wasser unter seinen höchsten Stand, im Laufe der Zeit t (das Intervall $0^h - 12^h$ wieder 2π gesetzt), gesunken ist, und findet daher:

$$x = a\,(1 - \cos t)$$

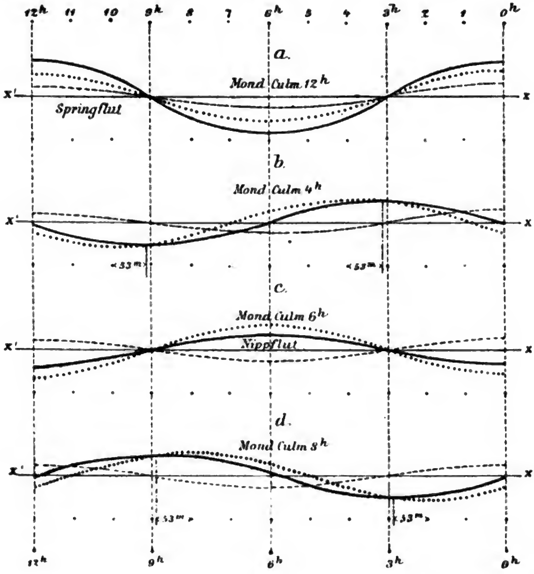
Die Senkungen folgen somit demselben Gesetze, wie die Ordinaten einer gemeinen Radlinie (Cykloide), bei deren Erzeugung der Wälzungskreis vom Halbmesser a auf der betreffenden Abscissenaxe rollt, und der Wälzungswinkel mit t bezeichnet wird.

wie bereits erwähnt, eine Depression auftritt. Die Figur 58 macht diese Verhältnisse genügend anschaulich. (Vergl. VI, *A.*)

Endlich ist zu bemerken, dass die Fluthöhe am Äquator $A'A'' = = \frac{3}{2} A'A = 3\,PP'$ (Fig. 58) ist. (Vergl. Art. 383.)

392. Bisher wurde nur eine einzelne Flutwelle betrachtet, wie sie theoretisch unter der alleinigen Einwirkung, entweder der Sonne oder

Fig. 60.



des Mondes entstünde. Da sich aber diese Gestirne stets gleichzeitig an der Deformation der Erde betheiligen, so können thatsächlich nur combinirte Sonnen- und Mondwellen auftreten.

Die beistehende Figur 60 erläutert nun die Entstehung der theoretischen Flutwelle durch Interferenz der von Sonne und Mond bewirkten Schwankungen, und zwar bei vier mit Rücksicht auf das Flut-Phänomen ausgezeichneten Constellationen.

Die Zeitangaben beziehen sich auf die wahre Sonne. Das stark ausgezogene Profil bedeutet das Interferenz-Resultat der beiden andern, von welchen sich das punktirte auf die Mondwirkung, das mit kurzen Strichen dargestellte auf die Sonnenwirkung bezieht. Die Ordinaten des erstgenannten Profils sind die mit Rücksicht auf das Vorzeichen gebildeten arithmetischen Mittel der Ordinaten, welche in den beiden später erwähnten gleichzeitig auftreten.

Es ist selbstverständlich, dass eine bestimmte Constellation nur in einem Momente stattfindet. Die Linien der Figur 60 können daher, auch rein theoretisch betrachtet, an keinem Beobachtungsorte entstehen. Wohl aber dürfen wir sie wieder im Sinne der Lentz'schen Auffassung als „Profile des theoretischen Wasserstandes“ auf einem halben Breitenparallel, und zwar im Momente des Eintrittes der betreffenden Constellation auffassen.

Der oberste Curven-Complex (*a*) bezieht sich auf die Phasen des Voll- und Neumondes. Die beiden Gestirne culminiren gleichzeitig, und die von der Sonne bewirkte Oscillation verstärkt um ihren vollen Betrag diejenige, welche dem Monde ihre Entstehung verdankt. Befinden sich daher die beiden Himmelskörper in Conjunction oder in Opposition, so haben wir bei den Tiden (theoretisch) die Maximal-Amplitude der Schwankung, d. h. die größte Fluthöhe, zu erwarten. Man nennt diese Tiden „die Springtiden“, manchmal auch „die Springfluten“.

Das entgegengesetzte findet zur Zeit der Quadraturen also beim Eintritte des „ersten“ und „letzten Viertels“ statt. Die Mondflut fällt mit der Sonnenebbe zusammen und umgekehrt. Die Ordinaten der durch Interferenz entstandenen Curve sind nicht wie früher (ad *a*) die Summen, sondern die Unterschiede der in den beiden übrigen Profilen auftretenden gleichzeitigen Ordinaten. Die durch die Sonne bewirkte Oscillation vermindert daher um ihren ganzen Betrag diejenige, welche vom Monde hervorgebracht wird. Die so entstehenden Tiden weisen die Minimal-Amplituden auf. Man nennt sie „taube Tiden“ oder „Nipptiden“, manchmal auch „taube Fluten“ oder „Nippfluten“. In Figur 60 sind diese Beziehungen in der dritten Horizontalreihe (*c*) dargestellt.

393. Sowohl bei den Spring- als bei den Nipptiden finden wir übereinstimmend, dass die Zeit des Hochwassers mit der Zeit der Mondes-Culmination (theoretisch) zusammenfällt. Dies kann nur bei diesen Tiden, oder was dasselbe besagt, nur bei den besprochenen Constellationen stattfinden, wenngleich immer, in Folge des bedeutenden Überwiegens der Mondflut, die resultirende Welle weit mehr vom Monde, als von der Sonne abhängig bleibt. In Folge der scheinbaren

Bewegung dieser Gestirne verspätet sich bekanntlich die Culmination des Mondes gegen jene der Sonne um beiläufig 50 Minuten pro Tag. Der Kamm der Mond-Flutwelle ändert daher fortwährend seine Entfernung von dem Kamme der Sonnen-Flutwelle, und zwar täglich um nicht ganz den vierzehnten Theil des betreffenden, halben Parallels. Nach Ablauf je eines halben synodischen Monates,[1] wiederholt sich aber derselbe Abstand der Kämme und es resultirt somit, durch Interferenz, wieder dieselbe Curve. Deshalb ergeben sich während eines jeden halben Monates in gleichbleibender Folge, dieselben Veränderungen der Fluthöhe und dieselben Unterschiede zwischen den Zeiten der Mondes-Culmination und des Hochwasser-Eintrittes. Man nennt diese periodisch wiederkehrenden Veränderungen und Unterschiede die halbmonatlichen Ungleichheiten; dieselben beziehen sich sowohl auf die Fluthöhen als auch auf die Eintrittszeiten des Hoch- und des Niedrigwassers. Die halbmonatliche Ungleichheit der Zeit wird positiv bezeichnet, wenn sie, bei Berechnung des Hochwasser-Eintrittes, zur Zeit der Mondes-Culmination zu addiren ist, im entgegengesetzten Falle aber negativ.

Es ist offenbar leicht zu ersehen, wie man, unter Annahme eines bestimmten Verhältnisses der Mond- zur Sonnenwirkung, sowohl durch Construction als durch Rechnung zu den verschiedenen Beträgen der halbmonatlichen Ungleichheit der Zeit, und wenn es sich um relative Werte handelt, auch zu jenen der Höhe [mit Hilfe von 6 Art. 389] gelangen kann. In der Figur 60 sind in der zweiten und dritten Horizontalreihe (*b* und *d*) die Sonnen- und Mondflut-Curven für die Zeiten der Mondes-Culmination 4^h und 8^h combinirt. Es sind dies die Fälle, in welchen die Maxima der halbmonatlichen Ungleichheiten der Zeit, auftreten; im ersten Falle hat man —53, im zweiten Falle +53 Minuten.

Unter verschiedenen Breiten fallen die absoluten Fluthöhen verschieden aus. Im Früheren wurde nach Newtons Calcul das absolute Maß der Mond- und Sonnenflut-Höhe für den Äquator angegeben (Art. 384). Soll sich nun Fig. 60 auf den Gleicher beziehen, so müssen die Maxima der verticalen Abmessungen die vermeinten Newton'schen Werte bezeichnen. Für die anderen Breiten kann man die Fluthöhe entweder durch richtige Construction der in Fig. 58 in übertriebener Weise dargestellten Ellipse, und durch Abmessung des nach einwärts fallenden und bis zum punktirten Kreise reichenden Theiles der Normalen, oder aber durch Berech-

---

[1] Ein synodischer Monat beträgt im Mittel etwa $29^d\ 12^h\ 44^m$ m. Z.

nung dieser Strecke nach den Regeln der analytischen Geometrie finden.

394. Das Verhältnis der Mond- zur Sonnenwirkung, welches für die Construction der durch Interferenz gebildeten Curven bestimmend ist, kann nun umgekehrt, wenn diese Curven gegeben sind, aus ihnen abgeleitet werden. Es genügt hiefür (theoretisch) schon die Kenntnis der Spring- und Nippflut-Höhe. Bezeichnen wir die erstere mit s, die letztere mit n, — ferner die Höhe der reinen Mondwelle mit h' und jene der reinen Sonnenwelle mit h'', so bestehen die Gleichungen:

$$s = h' + h''$$
$$n = h' - h''$$

somit:

$$h' = \frac{s + n}{2}$$
$$h'' = \frac{s - n}{2}$$

und das gesuchte Verhältnis, unter Beibehaltung der im Vorhergehenden angewendeten Bezeichnungsweise, ergibt sich als:

$$\frac{F'}{F''} = \frac{h'}{h''} = \frac{s + n}{s - n} \quad \ldots \ldots \ldots \ldots 7)$$

Ließe man für $F' : F''$ den genäherten Wert 4:9 gelten, so hätte man:

$$s : n = (9 + 4) : (9 - 4)$$
$$s : n = 13 : 5$$

d. h. die Springfluten wären fast dreimal so hoch wie die Nippfluten.

Der Einfluss der Declination des deformirenden Gestirnes.

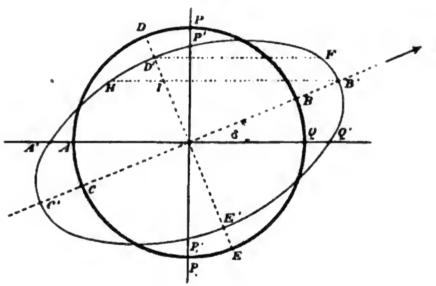
395. Bisher wurde angenommen, das einwirkende Gestirn befinde sich im Himmels-Äquator. Nun erreicht aber die Sonne (in unserer Zeit) Declinationen bis nahe an $23^1/_2$, der Mond solche bis nahe an $28^2/_3$ Grad und wir müssen angesichts dieser erheblichen Beträge die Veränderungen in Betracht ziehen, welche das Phänomen der Gezeiten durch den Einfluss der Declination der einwirkenden Gestirne erfährt.

Die beistehende Figur 61, in welcher die entsprechenden Buchstaben der Fig. 58 beibehalten sind, versinnlicht die Deformation, welche durch ein Gestirn G von der Declination δ eintritt. Da offenbar das

entstehende Rotations-Ellipsoid seine große Axe wieder gegen G gerichtet haben muss, fallen die Gipfelpunkte C' und B' nicht mehr in den Äquator. Die größte Annäherung an den Erd-Mittelpunkt erfahren nahezu die Punkte eines größten Kreises, welcher zwar, wie im früher betrachteten Falle auf der Ebene der Figur senkrecht steht, dieselbe aber nicht in der Axe PP_1, sondern in der Geraden $DE \perp CB$ schneidet.

Denken wir uns nun die deformirte Erde um $P'P'_1$ in Rotation begriffen, während G seinen Ort am Himmel unverändert beibehält, so ergeben sich eigenthümliche Beziehungen, welche bei den im Früheren behandelten Tiden nicht vorhanden sind. Im allgemeinen nämlich werden die Parallelkreise, in welchen sich die Punkte der Erdoberfläche bewegen, von dem Kreise des Niedrigwassers, dessen Diameter in der Figur mit $D'E'$ bezeichnet erscheint, nicht halbirt, sondern ungleich getheilt; nur der Äquator macht hievon eine Ausnahme. Da

Fig. 61.



nun aber die Bewegung im Parallelkreise eine gleichförmige ist, so halbirt der Zeit-Moment des Niedrigwassers das Intervall von einem Hochwasser zum nächstfolgenden nicht. Der Eintritt des Hochwassers jedoch fällt noch immer in die Mitte zwischen zwei Eintritten der Niedrigwasser. Ferner ist auch leicht zu sehen, dass die einander unmittelbar folgenden Fluthöhen im allgemeinen verschieden, die zweitfolgenden dagegen unter sich gleich sind. So gelangt beispielsweise der Punkt B' nach einer Drehung um 180° nach H. Während er aber in der früheren Lage als Gipfelpunkt des Ellipsoides die Maximal-Entfernung vom Erd-Centrum hatte, kommt ihm in der neuen Lage ein geringerer Abstand von demselben zu. Nur am Äquator bleiben auch die unmittelbar auf einander folgenden Fluthöhen gleich.

Die Hemisphäre, auf deren Seite *G* steht, (bei positiver Declination also die nördliche) hat bei der oberen Culmination die höhere Flut, bei der untern dagegen die niedrigere. Auch ist hier das Zeit-Intervall vom Hochwasser der obern Culmination bis zum nächsten Niedrigwasser größer, als dasjenige von dem letztern bis zum folgenden Hochwasser, das der untern Culmination entspricht. Das entgegengesetzte ergibt sich für die andere Hemisphäre, auf deren Seite sich *G* nicht befindet.

Diese Unterschiede nehmen mit der geographischen Breite anfänglich zu, derart, dass schon bei den Punkten, deren Breite sehr nahe gleich dem Complemente der Declination ist, die im Laufe des Tages stattfindenden zwei Niedrigwasser mit dem kleineren Hochwasser zusammenfallen (für *F* ist dies in der Figur angedeutet). Diese Punkte haben also Eintags-Tiden; das kleinere Hochwasser wird als Niedrigwasser bezeichnet. Das gleiche findet in Positionen von noch höherer Breite statt. Die Pole selbst aber weisen auch im jetzt betrachteten Falle eine constante Depression auf, wenngleich dieselbe geringer ist, als bei dem Stande des deformirenden Gestirnes im Äquator.

396. Man nennt die, in Folge der Declination des einwirkenden Gestirnes, auftretenden Verschiedenheiten im Flut-Phänomene die t ä g l i c h e n U n g l e i c h h e i t e n.

So lange man übrigens nur e i n ablenkendes Gestirn im Auge hat, beziehen sich diese Ungleichheiten, im Laufe eines Tages, nur auf die verschiedenen Höhen der beiden Hochwasser und die verschiedenen Zeiten der beiden Niedrigwasser. Berücksichtigt man jedoch Mond und Sonne, und denkt sich diese Gestirne nicht in demselben Meridiane, so ist es klar, dass der durch Interferenz erscheinenden Welle, sowohl bei Hoch- als auch bei Niedrigwasser, t ä g l i c h e U n g l e i c h h e i t e n d e r Z e i t u n d d e r H ö h e zukommen müssen.

Wollte man jenen Wasserstand durch Construction oder Rechnung finden, welcher, gemäß den Prämissen der Theorie, in einem gewissen Momente und auf einem bestimmten Punkte der Erdoberfläche auftreten sollte, so hätte man neben der geographischen Breite dieses Punktes, noch für den vermeinten Zeit-Moment, die Constellation von Mond und Sonne, die Entfernungen dieser Gestirne von der Erde und ihre Declinationen in richtiger Weise in Anschlag zu bringen. Das Vorgetragene dürfte genügen, um die Principien zu veranschaulichen, nach welchen man hiebei vorzugehen hätte.

397. Die Einwirkung eines Gestirnes von constanter Declination kann man sich als die Combination zweier Einflüsse denken, deren einer für jede Oscillation ein Zeit-Intervall von 12 Stunden, deren anderer

aber ein solches von 24 Stunden bedingt, wobei sich natürlich diese Stunden auf das betreffende Gestirn beziehen, d. h. den 24. Theil von dessen täglicher Umlaufszeit betragen. Für den Äquator verschwände der 24stündige Einfluss; für Positionen von hoher Breite dagegen (in der Figur zwischen *F* und *P*) der 12stündige.

Da sich aber bei Mond und Sonne die Declination ändert, so wird die Fluterscheinung complicirter, indem zu den erwähnten Einflüssen noch weitere hinzutreten. Die Declination der Sonne wächst im Laufe eines tropischen Jahres zunächst von 0 bis nahezu $+23^1/_2{}^\circ$, sinkt sodann über Null zurück, bis fast $-23^1/_2{}^\circ$ und erhebt sich schließlich wieder zum Anfangswerte. Hiedurch muss eine Schwankung des Wasserstandes entstehen, deren Dauer einem halben Sonnenjahre entspricht. Dieselbe tritt am deutlichsten an den Polen hervor, weil daselbst von der Sonnenflut nahezu nur diese Oscillation (von nicht säcularer Dauer) wirksam wird. Es ist leicht zu erkennen, dass für $\delta = o$, PP' den größten Wert erreicht, dann aber successive abnimmt, wenn δ in positiver oder negativer Richtung zunimmt. An den Polen ist also, mit alleiniger Rücksicht auf die Sonnenflut, zur Zeit der Äquinoctien Niedrigwasser, zur Zeit der Solstitien dagegen Hochwasser.

Complicirter werden die Verhältnisse bei der Mondflut. Die Bahn dieses Gestirnes schneidet, ähnlich wie jene der Sonne, den Himmels-Äquator an zwei Stellen. Im Laufe der Zeit, deren der Mond bedarf, um seine Bewegung um die Erde zu vollenden, tritt also bei demselben ein ähnlicher Wechsel der Declinationen ein, wie im Laufe eines Jahres, bei der Sonne. Wir haben deshalb bei den Mondfluten periodische Schwingungen von der Dauer eines halben Monats zu erwarten, welche den halbjährigen Schwankungen der Sonnenflut analog sind. — Die Maxima der positiven und negativen Declinationen sind jedoch beim Monde nicht für alle Monate gleich, da die Ebene der Mondbahn mit der Ekliptik einen Winkel von etwa 5° 8′ 40″ einschließt und die Schnittlinie der Bahnebene mit der Ekliptik, die sogenannte „Knotenlinie", nicht in fixer Stellung bleibt, sondern im Zeitraume von etwa 18 Jahren und 219 Tagen, rückläufig (von O gegen W), eine volle Umdrehung macht. [1]

Die Declinations-Maxima schwanken also beiläufig zwischen $23^1/_2 + 5^1/_7$ und $23^1/_2 - 5^1/_7$ Grad. Auch die Apsidenlinie der Mond-

[1] Bekanntlich heißt der Zeitraum von 19 Jahren ein „Mondescykel". Nach Ablauf desselben fallen die Phasen wieder auf dieselben Mondestage. Gewöhnlich rechnet man dasjenige Jahr, in welchem der Neumond auf den 1. Jänner fällt, als das erste eines Cyklus und nennt diejenige Zahl, welche angibt, das wievielte Jahr ein gegebenes in seinem Cyklus ist, die „goldene Zahl".

bahn ändert ihre Lage sehr rasch, indem sie rechtläufig (von W gegen O) in etwa 8 Jahren 310 Tagen und 14 Stunden einen vollen Umlauf macht. Diese Verhältnisse beeinflussen die Mondflut in der beiläufigen Dauer eines jeden Mondescykel, d. i. von je 235 Mondesumläufen.

Die Periode der Schwankungen in der Declination und Entfernung der Sonne ist ein volles Jahr (wobei von den durch Präcession, Nutation etc. bedingten Änderungen in der Combination dieser Elemente abgesehen wird), jene der Schwankungen dagegen in der Declination und Entfernung des Mondes, ein Zeitraum von rund 19 Jahren.

Um alle möglichen Beziehungen zu erschöpfen, müssten wir bezüglich des Mondes noch der weiteren Bahnstörungen gedenken, bezüglich der Sonne aber auf die säcularen Änderungen Rücksicht nehmen. Die Äquinoctial-Punkte rücken in der Ekliptik um etwas über 50″ jährlich von Ost gegen West (Präcession), und gleichzeitig verschiebt sich die große Axe der Erdbahn (Apsidenlinie) im verkehrten Sinne um nicht ganz $11^1/_2$″ Es sind daher etwa 21000 Jahre nöthig bis alle denkbaren relativen Lagen von Frühlingspunkt und Perihel erschöpft sind.[1]

Aus dem bis nun Gesagten dürfte hervorgehen, dass das Problem der Berechnung oder der Construction des theoretischen Wasserstandes selbst bei sehr einfach gestellten Prämissen, ein complicirtes bleibt.

Die Tiden in der Natur.

398. Es dürfte nun an der Zeit sein Umschau zu halten, in wie weit die, auf Basis des Gravitations-Gesetzes, für die hypothetische Erde sich ergebenden Beziehungen in der Natur verwirklicht sind.

Berücksichtigt man die bedeutende Abweichung der im Vorigen gemachten Prämissen von den thatsächlichen Verhältnissen auf der Erde, im besondern aber die unvollkommene Verschiebbarkeit der Wassertheilchen, die Reibung und die sonstigen Bewegungshindernisse, welche bedingen, dass Ursache und Wirkung nicht gleichzeitig eintreten, — ferner

---

[1] Auf diese Verhältnisse basirte Dr. J. H. Schmick in einer Reihe von Werken seine „Umsetzungs-Theorie der Meere", nach welcher, in Zeiträumen von 10.500 Jahren, die größere Wassermasse sich alternirend auf der Nördlichen oder Südlichen Halbkugel befinden sollte. — Prof. Dr. K. Zöppritz bemerkt hiezu, dass die säcularen Schwankungen von derselben Art sein müssen, wie jene von kurzer Dauer und dass ihnen daher viel zu kleine Beträge zukommen, um die von Dr. Schmick angegebenen Wirkungen hervorzubringen. Vgl. hier u. a. a. O.: Geophysik im Behm'schen „Geographischen Jahrbuche". VIII. 1880.

die Existenz der beträchtlich ausgedehnten Continente, die sich der von Osten gegen Westen vorschreitenden Flutwelle entgegenstellen, — die Ungleichmäßigkeiten in der horizontalen und verticalen Gliederung der Meeresbecken, deren Einfluss um so auffallender hervortritt, als das Phänomen nur an den Seerändern der Beobachtung zugänglich ist, — endlich den erheblichen Einfluss der meteorologischen Veränderungen auf den Wasserstand, die ungleiche Vertheilung und den fortwährenden Wechsel von Luftdruck, Temperatur, Richtung und Stärke des Windes etc.: — so wird man es wohl kaum befremdend finden, wenn an einzelnen Observations-Tagen und Orten scheinbar gar kein Zusammenhang zwischen Theorie und Wirklichkeit vorliegt, — wenn über ausgedehnten Meeresgebieten die Erscheinung Widersprüche mit den früher entwickelten Principien aufweist, — ja, wenn selbst die auf viele Localitäten ausgedehnte und lange fortgesetzte wissenschaftliche Forschung zu Resultaten führt, in welchen nur der Grundgedanke der Newtonischen Theorie Verwirklichung findet.

399. An den Küsten, wo eine bedeutende Fluthöhe auftritt, zumal aber dort, wo die Tiden Strömungen hervorrufen, ist die Vorberechnung der Eintrittszeit des Hoch- und Niedrigwassers für die Navigation von großer Bedeutung. Da nun schon die gewöhnlichste Erfahrung lehrt, dass diese Zeit fast überall von der theoretischen sehr stark abweicht, so war man sehr bald bemüht, eine Methode zu ihrer Bestimmung aus den directen Beobachtungen abzuleiten. Es trifft nun doch meistentheils zu, dass sich die Flutwelle mehr nach dem Monde als nach der Sonne richtet, weshalb man die Vorberechnung der Hochwasser-Zeit auf die Zeit der Mondes-Culmination basirte. Whewell nennt die an letztere anzubringende Correction das Mondflut-Intervall. Dasselbe ändert sich selbstredend von Tag zu Tag. Sein durchschnittlicher Betrag heißt die „mittlere Hafenzeit".

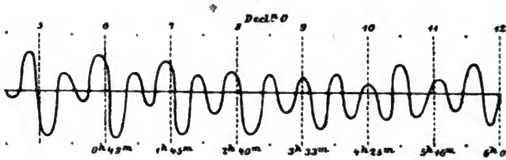
Unter der wahren Hafenzeit oder der Hafenzeit schlechtweg (establishment oder tide-hour, — stabilimento, — établissement versteht man dagegen die wahre, astronomische Ortszeit des ersten Hochwassers nach Voll- und Neumond, unter der Annahme, dass Sonne und Mond in mittlerer Entfernung von der Erde und überdies im Himmels-Äquator stehen. Diese wahre Hafenzeit weicht in der Regel von der mittleren ab.

Die Corretion „das Mondflut-Intervall" besteht nun aus zwei Theilen, nämlich aus der Hafenzeit und der halbmonatlichen Ungleichheit, welch letztere von der theoretischen abweicht und daher aus den Beobachtungen erst bestimmt werden muss. Gewöhnlich

geschieht dies derart, dass sie nicht mit der mittleren, sondern mit der wahren Hafenzeit zu vereinen ist.

Die aus den Wasserstands-Beobachtungen abgeleiteten Hafenzeiten sind in den Navigationsbüchern und auf vielen Seekarten vorgemerkt. Bezüglich der halbmonatlichen Ungleichheiten findet man die bekannten in den Tafelwerken aufgenommenen Tabellen, welche sich entweder auf die Brester, oder aber auf englische Bestimmungen beziehen. Von ihnen und auch unter sich stark verschieden, sind die von der amerikanischenCoast-Survey veröffentlichten Zusammenstellungen für Boston und San Francisco. Das angegebene Verfahren, die Eintrittszeit des Hochwassers zu bestimmen, ist daher nur für jene Gegenden anwendbar, von welchen genügend gut bestimmte Hafenzeiten und brauchbare Tabellen der halbmonatlichen Ungleichheit vorliegen.

Fig. 62.



[5. (○) bis 12. Februar (☾) 1854; — 8. am 9. Monddecl. 0°.]

Die Hafenzeit scheint sich für einen und denselben Ort nicht zu ändern und ist daher als eine Constante der Flut-Bewegung zu betrachten.

Bei der oben beschriebenen Berechnung bleibt die tägliche Ungleichheit ganz vernachlässigt, obgleich sie eine Stunde und mehr betragen kann. Speciell für die oceanischen Häfen Europas ist diese Vernachlässigung gerechtfertigt, da in denselben, gegen die Principien der Theorie, die Flutwellen unter allen Breiten nur eine geringe tägliche Ungleichheit aufweisen. Sehr abweichend hievon sind die Verhältnisse im Pacific, wie obenstehende, dem Werke von Dr. Hann entnommene Fig. 62 zeigt, welche den Verlauf der Flut-Curven von San Francisco darstellt. Auch auf Cat-Island im Mexicanischen Golfe, zu Bombay, Kurachee und an anderen Orten wurden sehr bedeutende tägliche Ungleichheiten observirt. Zu Tonkin hat man nur Eintags-Tiden.

Seit Lubbock erscheinen in England alljährlich Tiden-Tafeln (Tide-Tables for the British and Irish Ports), in welchen die Hochwasser im voraus berechnet sind. Gegenwärtig werden auch in Deutschland vom hydrographischen Amte „Gezeiten-Tafeln“ veröffentlicht (Berlin,

bei E. S. Mittler und Sohn), welche Vorberechnungen für viele europäische Küstenplätze, sowie Flut-Constante für alle wichtigeren Häfen der Erde umfassen.

400. In früheren Zeiten nahm man an, dass sich in kleinern Meeren keine selbständige Flut von einiger Bedeutung bilden könne. Whewell verlegte die Wiege des Phänomens in die ausgedehnte Südsee und vermuthete, dass selbst die Welle des Atlantischen Oceans nur eine secundäre sei, welche nicht durch kosmische Einflüsse, sondern durch jene der Südsee gebildet werde. Hiezu veranlasste zunächst die merkwürdige Erscheinung, dass die Tiden des Atlantic keine von der geographischen Breite abhängigen Unterschiede aufweisen, welche mit der Newtonischen Theorie im Einklange stünden, weiter aber auch der Umstand, dass die Springfluten den Syzigien nicht unmittelbar folgen, wodurch es scheint, als ob die auftretenden Wellen der Einwirkung einer früheren Zeit ihre Entstehung verdankten. Das Zeit-Intervall von der Syzigie bis zur Springflut heißt das Alter der Gezeit. — Später haben Young und Airy bewiesen, dass sich diese Verspätungen durch Reibung erklären lassen.

Whewell versuchte es, das Vorschreiten der Flutwelle durch Linien darzustellen, welche jene Orte verbinden, wo zur selben Zeit Hochwasser auftritt. Diese Linien nannte er „Cotidal Lines".[1] Es zeigte sich aber bald, dass sie über weite Meere nicht gut zu ziehen sind, da das Phänomen viel zu unregelmäßig vor sich geht. So findet man an den Küsten der Vereinigten Staaten auf einer Länge von zwölfhundert Meilen von Cap Florida bis Montauk Point, fast dieselbe Hafenzeit, nahe daran aber, zwischen Cap Cod und Cap Sable verspätet sich der Eintritt des Hochwassers um drei bis vier Stunden, während weiterhin wieder ein Rückfall Platz greift; — an der Afrikanischen Küste vom Cap der guten Hoffnung bis Congo findet keine Änderung der Hafenzeit statt; — von Pernambuco bis zu der Mündung des La Plata pflanzt sich die Flutwelle südwärts, also gegen die Annahme Whewells fort, und trifft daselbst auf eine andere von höhern Breiten kommende, in nahezu entgegengesetzter Schwingungs-Phase befindliche Bewegung, derart, dass sich die beiden Wellen fast vernichten; — auf den Farören findet man bei sehr geringen Distanzen wesentlich verschiedene Hafenzeiten u. dgl. m. Whewell beschränkte sich daher bei seiner spätern Darstellung (1836) auf die Europäische Festland-Küste und auf die Britischen Inseln. Er benützte hiebei auch, statt der früher verwendeten wahren, die mittlern Hafenzeiten.

---

[1] Im Deutschen verwendet man auch den Ausdruck „Isorachien" (Heinrich Berghaus) oder aber „Homopleroten" (Gustav Leipoldt).

In der beistehenden Tafel III. sind nach Leipoldt die Cotidal Lines [1] für die Seegebiete an den Britischen Inseln dargestellt. Die römischen Ziffern bezeichnen die Zeiten und es ist mit ihrer Hilfe leicht zu ersehen, wie die von SW kommende Welle theilweise nach Osten in den Canal abbiegt, theilweise aber rings um die Inseln herumzieht um schließlich nach 12stündiger Verspätung bei Calais wieder die Canalwelle zu treffen. So nahe die Linien auch zwischen England und Frankreich zusammenfallen, so dürfte die Böschung des Meeres-Niveau doch nirgends 1 : 25000 übersteigen.

Die Richtung, in welcher sich die Flutwelle fortpflanzt, ist sehr verschieden und es lässt sich hiefür kaum eine Regel angeben. Häufig bewegt sich die Welle in einem Sinne, welcher dem von der Theorie geforderten geradezu entgegengesetzt ist. Sie hat eine Richtung gegen Osten in den oceanischen Gebieten Europas, am Cap Hoorn, wahrscheinlich auch in der Ost-See, dagegen eine solche gegen Westen zwischen Neu-Seeland und Australien. Ja, gewisse Gebiete des Stillen und Indischen Oceans, woselbst man ziemlich regelmäßige Erscheinungen erwarten sollte, gestatten die Construction von Cotidal Lines in dem Sinne, wie sie längs der Europäischen Küsten durchgeführt wurde, wahrscheinlich gar nicht.

401. Die früher erwähnte Ansicht, dass nur in Meeren von sehr bedeutender Ausdehnung eine primäre Flutwelle entstehen könne, wurde bald widerlegt. Im Mittelmeere erreichen die Tiden an vielen Stellen über 0·5 M., in den Syrten sogar bis zu 2 M. Den Bemühungen Hagens ist es gelungen die Existenz der Tiden sogar in der Ost-See nachzuweisen [2] und selbst der Michigan-See, dessen Länge nicht 300 und dessen Breite kaum 50 Meilen erreicht, hat seine eigene Flut, wie mehrjährige Beobachtungen zu Chicago und Milwaukee dargethan haben. Die Springflut-Höhe erreicht im erstern Hafen allerdings nur 7·32, im letztern aber gar nur 2·65 Centim. — Hiedurch ist es außer Zweifel gesetzt, dass auch der Atlantische Ocean seine eigene Flutwelle hat.

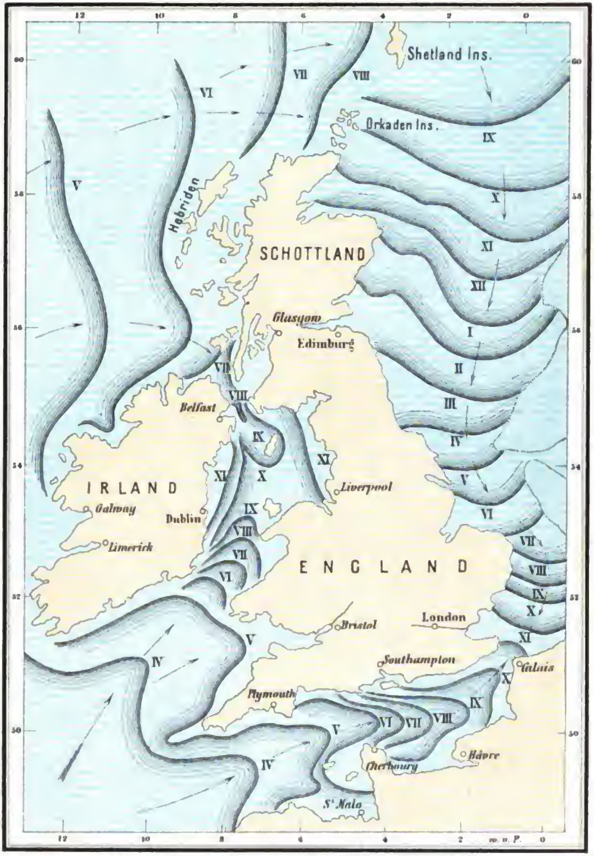
Bewegt sich ein deformirendes Gestirn über ein begrenztes Becken hinweg, so wird es eine Anschwellung nach sich ziehen, welche bis zu einem gewissen Punkte wächst, dann aber, wenn das Gestirn sich entfernt, wieder abnimmt. Der so erregten primären Welle folgt eine Reihe von secundären, welche, falls das vermeinte Becken mit andern Meeren in

---

[1] Vgl. hier u. a. a. O.: Physische Erdkunde nach Oscar Peschel, von Gustav Leipoldt, Leipzig, 1880.

[2] Dieselben nehmen von der Holsteinischen Küste gegen Osten hin bis zu 1 Centim. ab.

Taf. III.



Shetland Ins.
Orkaden Ins.
Hebriden
SCHOTTLAND
Glasgow
Edimburg
Belfast
IRLAND
Galway
Dublin
Limerick
Liverpool
ENGLAND
Bristol
London
Southampton
Calais
Plymouth
Cherbourg
Hâvre
S^t Malo

Verbindung steht, mit den aus diesen kommenden, ebenfalls secundären Wellen interferirt. Die Fortpflanzung wird durch die Tiefe des zu durchschreitenden Gebietes und durch die Gestalt der reflectirenden Küsten, die Fluthöhe aber auch durch die hinzu tretenden Schwankungen meteorologischen Ursprunges modificirt. Blieben Sonne und Mond stets in der gleichen Entfernung und in derselben Stellung am Himmel, und wäre kein Witterungs-Einfluss vorhanden, so würde sich ein unveränderliches, von der Gestaltung der Meere abhängiges Wellen-System herausbilden. Da aber diese Bedingungen nicht zutreffen, so haben wir es mit einem sich anscheinend fortwährend ändernden Bilde zu thun, dürfen aber erwarten, dass sich von den durch die Theorie geforderten Wirkungen jene der Declinations- und Entfernungs-Änderungen der Gestirne noch am auffallendsten in den natürlichen Tiden widerspiegeln.

Unter solchen Verhältnissen gewinnt aber, wie aus dem Kapitel *A* dieses Abschnittes hervorgeht, die Tiefe des Meeres, in welchem die Wellen fortschreiten eine besondere Bedeutung. Nach der Anschauung einiger modernen Forscher beschreiben bei den Tiden, wie sie in der Natur vorkommen, die Wassertheilchen nicht Kreise, sondern langgestreckte Ellipsen. Herschel gibt, bei einer Tiefe des Oceans von 30000' und einer Fluthöhe von 4', den horizontalen Weg der Theilchen, d. h. die Hauptaxe der Ellipse, zu 2800' an.[1]

402. Die Fluthöhen haben auf den Inseln, inmitten der Oceane, nur geringe Beträge, kaum mehr als 70 Centim. So auf St. Helena, Ascension, Tahiti und den Sandwich-Inseln. Dagegen wurde 1—2 M. auf den Canarien, auf Rodriguez und den Neu-Hebriden constatirt.

An den Festland-Küsten zeigen sich aber bedeutend stärkere Erhebungen und Senkungen des Niveau. Im Inneren der trichterförmigen Fundy-Bai dürfte die größte Fluthöhe auf der Erde vorkommen; während für den Eingang nur 2·7 M. angegeben wird, findet man im innersten Winkel bis zu 21 M., nach John Herschels Angabe, sogar noch mehr. Zu Panama hat man 7, im Golfe von Oman 11, in jenem vom Cambay aber 10 M. beobachtet. Fitz Roy gibt für die Golfe von S. Giorge und Santa Cruz im südlichsten Theile von Amerika bis 20 M. an, also fast eben so viel wie für die Fundy-Bay. Im Südchinesischen Meere fand man gleichfalls sehr bedeutende Fluthöhen (11 M.).

Eine besondere Beachtung verdienen die auffallend großen Fluten des Nord-Atlantic. Auf der Europäischen Seite sind dieselben am bedeutendsten an der Mündung des Severn, zu St. Malò, zu Brest, in der Themse

[1] 1 Engl. Fuß = 0·305 Met.

zu Liverpool u. s. w., wo sie 5 bis 6 M. erreichen, etwas geringer dagegen an der Irischen und Norwegischen Küste.[1] Auf der amerikanischen Seite finden wir von Boston (2 bis 3 M.) gegen Norden hin, bis zur erwähnten Fundy-Bay, zunehmende Höhen. So sehr nun auch in einzelnen Fällen die localen Verhältnisse begünstigend hinzutreten mögen, gewiss ist es, dass im Nord-Atlantic die Fluten durchschnittlich bedeutender sind, als irgend wo anders. Dr. Young und Admiral Fitz Roy versuchten diese auffallende Erscheinung durch die Annahme zu erklären, dass die Flutwelle des bezeichneten Gebietes nur in der Nähe der Küste fortschreitend sei, im großen ganzen aber aus vier gleichzeitigen lateralen Oscillationen bestehe. Ähnliche Ansichten entwickelte Dove.

Den Dimensionen eines jeden Beckens entsprechen stehende Schwingungen von fixer Periode. (Vgl. *A* und *D*.) Je genauer nun mit dieser Periode, jene der fortgesetzten Wellenanregung übereinkommt, desto bedeutender muss im Laufe der Zeit die Bewegung anwachsen. Bei vollkommener Gleichheit würde erst die Reibung der continuirlichen Zunahme eine Grenze bieten. Ferrel berechnete, dass Breite und Tiefe des Nord-Atlantic zwischen Neu-Fundland und den Britischen Inseln, stationären Wellen entsprechen, deren Periode von jener der Flut-Oscillationen nur wenig abweicht, weshalb eine namhafte Vergrößerung der Tiden zu erwarten ist. Weiter im Süden sind die Verhältnisse, trotz der zunehmenden Tiefe, dem Phänomene ungünstiger, da der Ocean an Breite sehr bedeutend gewinnt, und es zeigen sich nun thatsächlich, in diesem Gebiete die Fluten niedriger, als in dem früher betrachteten. Auch der auffallende und fast übereinstimmende Unterschied der Hafenzeiten zwischen Spanien und Island einerseits, und den früher erwähnten Gebieten an der Küste der Vereinigten Staaten andererseits, scheint diese Theorie zu stützen. Ferrel verwirft die Annahme einer aus der Südsee kommenden Welle und glaubt, dass die Existenz einer Barrière vom Cap der guten Hoffnung bis zum Cap Hoorn die Tiden des Atlantic kaum beeinflussen würde.

Eine Abnahme der Fluthöhen mit der geographischen Breite, genau so, wie sie von der Newtonischen Theorie gefordert wird, ist nirgends zu erkennen. Doch fand man im allgemeinen, unter sehr hohen Breiten nur geringe Tiden.[2]

---

[1] Es sei übrigens bemerkt, dass die hohen Fluten am Severn und bei St. Malo von Beechey durch Interferenz erklärt wurden.

[2] Hanghton untersuchte die Tiden des nördlichen Polarmeeres (Phil. Trans. 1875 und 1878). Nach den Beobachtungen Nares treffen im Smith-Sunde zwei Wellen zusammen, woraus auf die insulare Lage Grönlands geschlossen wurde.

403. Auch das Verhältnis zwischen Sonnen- und Mondwirkung ist an verschiedenen Orten abweichend.

Thomson gibt für:

Fernandina (Fort Ainih) in Florida	6·0
Ramsgate	3·4
Brest	2·6
Liverpool	3·2
Portland Breakwater	1·9
Cat-Island (Insel)	1·8

Diese Verschiedenheiten bedingen selbstredend auch Modificationen in den Höhen der Spring- und Nipptiden. Wollte man aus diesen letztern mittels Formel 7) (Art. 394) das beregte Verhältnis berechnen, so fände man für Brest dasselbe wie oben, für Liverpool aber statt 3·2 nur 2·8.

Nach der Airy'schen Theorie erklärt sich diese Erscheinun durch den verschiedenen Einfluss, welchen die Reibung am anst genden Meeresboden auf die durch Mond und Sonne entstehenden Wellen ausübt. In Tahiti ist die Sonnenflut größer als die Mondflut; zu Courtown (Irland) verschwindet die letztere durch Interferenz gänzlich, derart, dass nur die erstere übrig bleibt.

404. Wenngleich das Fortschreiten der Flutwelle durch den offenen Ocean sehr verschieden von demjenigen ist, was man eine Strömung nennt, so tritt dennoch an den Küsten häufig in Folge der Tiden ein wirkliches Fließen des Wassers auf. So beispielsweise in den Lagunen Venedigs, welche bei bedeutendem Areale nur durch enge Straßen mit der Hochsee verbunden sind. Jede Niveau-Änderung der letzteren bewirkt eine namhafte Strömung, welche durch die Einfahrten zieht uud sich über die Lagunen-Canäle verzweigt. Die eingehenden Forschungen von Professor Toaldo geben über die Venezianer-Tiden die wichtigsten Anhaltspunkte und erscheinen daher auch heute noch vom Mediterr. Pilot (1880, III) verwertet. — Aber auch in den Meerengen Dalmatiens werden die Wasserläufe von den Tiden beeinflusst.

Die gründlichste Untersuchung von Strömungen, dürfte bisher jene sein, welche Beechey im Englischen Canale und in der Irischen See durchgeführt hat.[1] — Es zeigte sich, dass in Folge der sich begegnenden Tiden eine Art stehender Wellen gebildet wird. Das Zusammentreffen (the head of the tide) findet zwischen Hastings und Cayeux statt,

[1] Die Tide Tables der englischen Admiralität enthalten die Richtungen der Gezeitströmungen des Canals in einer Anzahl Tabellen.

woselbst die größten Fluthöhen mit 7·3, beziehungsweise 8 M. auftreten, während an den Knotenpunkten bei Albanus Head und Yarmouth nicht mehr als 1·5 M. beobachtet wird. — In der Irischen See tritt fast der ganzen Länge nach der Stromwechsel zur selben Zeit, und zwar von sechs zu sechs Stunden ein. Die Zeit des Wechsels entspricht auch den Hoch- und Niedrigwassern. Bei Courtown an der Westseite erreicht die Strömung fast 4 naut. Meilen, es entsteht aber nur eine geringe Schwankung des Seespiegels. Am gegenüberliegenden Ufer dagegen steigt die Flut mehr als 5 M. während die horizontale Wasserbewegung eine sehr geringe ist.

Viele Strömungen und Wirbel längs der Küsten und in den Canälen zeigen unverkennbare Beziehungen zu den Tiden-Erscheinungen; so die in der Straße von Messina, (Scylla und Charybdis), — im Euripus (der chalcidische Strudel),[1] — in der Pentland-Enge zwischen Schottland und den Orkney-Inseln, — im Süden der Lofoten (der Mael-Strom), und an andern Orten.

405. Von bedeutender Wickung zeigen sich die Tiden in den Flussmündungen. Hugo Lentz beschreibt die Flut in der Elbe bei Cuxhaven wie folgt:

„Zur Zeit des Niedrigwassers, also in dem Augenblick, in welchem das Wasser anfängt zu steigen, geht noch ein starker Strom (mit 1·20 M. Geschwindigkeit per Secunde) der See zu und kommt erst etwa $1^1/_2$ Stunden darauf zum Stillstande, nachdem das Wasser bereits nahezu einen Meter gestiegen ist und die gegen die Strömung gerichtete Neigung des Wasserspiegels etwa 1:42000 erreicht hat. Nun wechselt die Strömung; sie kentert und der Flutstrom setzt ein, welcher allmählig an Stärke wachsend, seine größte Schnelligkeit mit 1·15 M. in der Secunde, anderthalb Stunden vor Hochwasser erlangt. Dann wird er schwächer, hält aber auch nach Hochwasser noch an, und erst nachdem das Wasser 0·45 M. gefallen ist, tritt Stau-Wasser ein. Der Ebbestrom beginnt wieder, gewinnt fortwährend an Stärke und läuft sechs Stunden nach Hochwasser am schnellsten, nämlich 1·86 M. in der Secunde. Einundfünfzig Minuten später tritt Niedrigwasser ein, und derselbe Kreislauf, wenn auch in den einzelnen Fällen mannigfach wechselnd, wiederholt sich aufs neue."

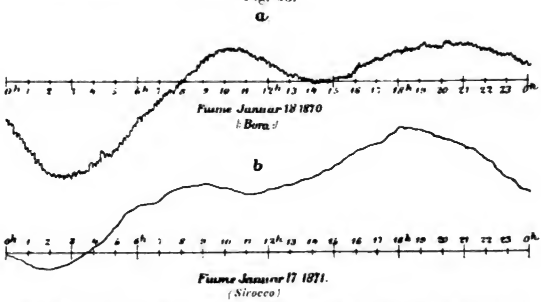
Dringt die Flut in das Ästuar eines Stromes ein, so schiebt sich das schwere Seewasser keilförmig unter das leichtere, oben noch abfließende Süßwasser. — Wo die Verhältnisse günstig sind, dringen die

[1] Vgl. das Kapitel C. „Stehende Wellen".

Tiden sehr weit stromauf, in der Elbe fast 20, in der Weser 9 geographische Meilen. In der Seine heißt die Flutwelle „la Barre“ in der Gironde „Mascaret“ oder „Raz de Marée“. Im Ganges, wo dieselbe mit großer Gewalt auftritt, nennt man sie „Bore“. Im Tsien-tang rollt das Hochwasser als ein Wall von 10 M. Höhe mit einer stündlichen Geschwindigkeit von 5½ geograph. Meilen, alles vor sich wegfegend, einher. Auch der Amazonenstrom zeigt nach Herschel[1] während 3 bis 4 aufeinander folgenden Tagen, wenn die oceanischen Flutwellen am mächtigsten sind, 4 bis 5 M. hohe Fluten (Pororoca), welche bis 40 geographische Meilen aufwärts ziehen. Bates beobachtete in diesem Strom noch 120 Meilen von der Mündung tidenartige Niveau-Schwankungen.

406. Über den Einfluss der meteorologischen Veränderungen auf den mittleren Wasserstand wurde schon an einem andern Orte gesprochen.[2] Aus dem dort Gesagten leuchtet sofort die Wichtigkeit einer genauen Aufzeichnung der während der Tiden-Beobachtungen stattfindenden Witterungsverhältnisse ein.

Fig. 63.



Wir brauchen nicht weit zu gehen, um ein Beispiel zu finden, wie mächtig der Charakter der Flut-Curven durch die herrschende Windrichtung und die Höhe des Barometerstandes beeinflusst wird. In obenstehender Fig. 63 geben wir nach Stahlberger[3] zwei Profile, welche von dem selbstregistrirenden Pegel zu Fiume gezeichnet wurden. Die

---

[1] Sir John F. W. Herschel, Physical Geography of the Globe. Edinburgh, 1875

[2] Vgl. das Kapitel „Die Oberfläche des Meeres“; VI. Abschn.

[3] Vgl. hier u. a. a. O.: Emil Stahlberger, Prof. an der k. k. Marine-Akademie: Die Ebbe und Flut in der Rhede von Fiume, Budapest, 1874, und Adria-Commission der k. k. Akademie der Wissenschaften: I., II. und III. Bericht Abhandlungen von Stahlberger und Klekler.

obere Linie *(a)* stammt von einem Bora-, die untere *(b)* dagegen von einem Scirocco-Tage. Der anhaltende nordöstliche Wind und der mit demselben verbundene hohe Barometerstand hatten bewirkt, dass am 18. Januar 1870 ein ansehnlicher Theil des Wassers aus dem Golfe gedrückt war, was sich durch die, relativ zur Abscissenaxe, niedrige Lage der Curve manifestirt. Am 17. Januar 1871 fand gerade das Gegentheil statt. Anhaltender stürmischer Südost, vereint mit niedrigem Luftdruck veranlasste eine mächtige Aufstauung des Meeres und die Flut-Curve verlief, nahezu ihrer ganzen Länge nach, oberhalb der Axe.

Aber nicht nur die Lage, auch die Form der beiden Linien ist wesentlich verschieden. Stahlberger bemerkt, dass man nach einiger Übung im Stande ist, aus dem bloßen Anblicke eines Flut-Profils zu erkennen, ob an dem betreffenden Tage stürmisches Wetter geherrscht habe oder nicht und ob die (seit einiger Zeit vorherrschende) Windrichtung eine nördliche oder südliche gewesen sei. Die Zickzack-Form der Bora-Linie schreibt dieser Autor weniger dem stoßweisen Auftreten des Nordost-Windes directe, als vielmehr den hiedurch bedingten Schwankungen im Barometerstande zu, wofür die minutenlange Dauer des in den Zacken ausgeprägten Steigens und Fallens der Meeres-Oberfläche, sowie auch die Luftdruck-Ablesungen sprechen. Dass die Zacken nicht durch die vom Winde erzeugten Wellen entstehen, folgt sowohl aus dem langen Zeit-Intervalle, welches jeder einzelnen Zacke entspricht, als auch aus der relativ bedeutenden Höhe derselben. Diese Wellen kommen, wegen ihrer kurzen Periode und wegen der zur Druckfortpflanzung in der Röhrenleitung nothwendigen Zeit, gar nicht zur Geltung. Während des gleichförmigeren und an der hiesigen Küste durch Böen und Stöße weniger unterbrochenen Wehens südöstlicher Winde finden die Schwankungen des Barometerstandes in weit geringerem Ausmaße statt und die Flut-Curve hat einen mehr ausgeglichenen Verlauf.

407. In dem Kapitel, welches die Gestalt des Meeres-Niveau behandelt, mussten wir es unentschieden lassen, in wieweit es schon gegenwärtig als direct bewiesen zu betrachten ist, ob die stauende Kraft des in einer Localität vorherrschenden Windes, die mittlere Meeres-Oberfläche dauernd stören könne, oder nicht, da bezüglich der Deutschen Küste, von welcher wahrscheinlich die genauesten Untersuchungen vorliegen, das Ansteigen des Spiegels gegen Osten hin von sehr competenter Seite, und nach genauer Analyse des vorliegenden Beobachtungs-Materiales, angezweifelt wurde. Dagegen entspricht es der täglichen Erfahrung und wurde es erst kürzlich wieder von Hugo Lentz in ausführlicher Weise, auf Basis eines reichen Schatzes von Thatsachen, dargestellt,

dass die an einem und demselben Küstenpunkte auftretenden Schwankungen der Wasserhöhe mit der Windrichtung, sowie mit dem Barometerstande, zusammenhängen. Hiebei jedoch ist die Lage des Beobachtungsortes und die Küsten-Formation von wesentlichem Einflusse. Weht ein Sturm gegen eine tiefe, trichterförmige, in eine lang ausgedehnte Küste eingeschnittene Bucht, so wird sich das Wasser im innersten Winkel derselben vielmehr erhöhen, als an einer im Oceane frei liegenden Insel, gegen welche der gleiche Sturm ankommt. Zu beiden Seiten der letztern findet nämlich das angestaute Wasser einen continuirlichen Abfluss.

Hat der Wind oder der Unterschied im Barometerstande irgendwo eine Stauung bewirkt und fallen später die Ursachen derselben weg, so muss sich die entstandene Niveau-Störung wieder ausgleichen, und dies gibt Veranlassung zur Bildung von Wasserbewegungen, welche den secundären Flutwellen ähnlich sind, und die mit den Tiden interferiren und daher namhafte Complicationen der letztern bewirken. — Auch locale heftige Niederschläge, Veränderungen in der Temperatur-Differenz des Wassers an verschiedenen Orten u. dgl. m. sind geeignet, jedoch in weit geringerem Ausmaße, Niveau-Störungen und daher Wellenbildungen zu veranlassen. — In der That, hätte die Theorie alle kosmischen Einflüsse, sowie die physikalischen Eigenschaften des Meerwassers berücksichtigt und auch die Störungen durch die Existenz und Gestaltung der Continente, sowie durch die unregelmäßige Bildung des Meeresbodens in Rechnung genommen, so würde immer noch ein für gewisse Punkte der Küste a priori berechneter Wasserstand sehr beträchtlich von dem beobachteten abweichen können, und zwar in Folge der erwähnten meteorologischen Einflüsse.

408. Staut nun ein heftiger und anhaltender, weit über See wehender Sturm das Wasser gegen eine Leeküste, an welcher noch überdies ein relativ niedriger Barometerstand herrscht, so entstehen zumal zur Zeit der Springtiden sehr bedeutende Elevationen des Meeres-Niveau, die man als Sturmfluten bezeichnet. — Bekanntlich sind viele flache Küsten, woselbst das Land, vom Ufer aus, nur sehr wenig ansteigt, ja stellenweise sogar unter dem gewöhnlichen Hochwasser liegt, durch sehr kostspielige Dammbauten, die sogenannten „Deiche", gegen die Sturmfluten geschützt. Trotzdem aber, dass diese Bauten unablässig und mit großem Aufwande an Arbeit überwacht und im Stande gehalten werden, kommen dennoch in außergewöhnlichen Fällen noch gegenwärtig Deichbrüche vor, welche die Überschwemmung und Verwüstung blühender Culturstätten zur Folge haben.

Hiebei ist nicht nur die Wasser-Erhebung, also der hydrostatische Druck, oder die absolute Höhe der Sturmwellen entscheidend, sondern es tritt vielmehr noch die lebendige Kraft der Wassertheilchen hinzu, welche in Folge des Anpralls dieser Wellen bei der Zerstörung wirksam wird. Die Stützung und Sicherung eines bedrohten Deiches erfordert häufig bedeutende Aufopferung und unbegrenzten Todesmuth von Seite der Bevölkerung.

Zu Anfang des XIII. Jahrhunderts brach eine Sturmflut in Holland ein, und bildete die ausgedehnte Zuider-See, an deren Trockenlegung erst jetzt wieder ernstlich gedacht wird.

Die furchtbare Sturmflut, welche im November 1872 die deutschen Ostsee-Küsten heimsuchte, scheint seit 1625 den höchsten Wasserstand (3·38 M. über den wahren Nullpunkt) in der Nähe von Lübeck erzeugt zu haben, wie aus vielen daselbst vorhandenen Marken geschlossen werden darf. Da nun in der Ost-See die Tiden sehr unbedeutend sind, so muss nahezu die ganze Erhöhung den meteorologischen Einflüssen zugeschrieben werden. Hugo Lentz beschreibt diese Sturmflut wie folgt:

„Am 10. November 1872 ist der Wind nur flau, das Wasser weicht nirgends merklich von seinem mittlern Stande ab und die verhängnisvollen Windrichtungen NO und ONO werden nur auf Rügen und in Swinemünde beobachtet. Am 11. November leitet sich das große Trauerspiel ein, denn der NO- oder O-Wind weht, Pillau ausgenommen, auf allen Stationen und das Wasser steigt im westlichen Theile der Ost-See einen halben Meter. Die Strömung im Sund bei Kopenhagen, die am vorigen Tage noch nach Süden lief, hat bereits umgesetzt und führt jetzt und an den folgenden Tagen das Wasser der Ost-See in die Nord-See. Am 12. November steigert sich der Wind, er wird überall schon als „stürmisch“ oder „Sturm“ bezeichnet und seine Richtung ist ONO auf Rügen, aber NO westlich von Rügen. Der Sturm treibt also die Wogen geradenwegs von der Russischen Küste bis Travemünde, vierhundert Meilen weit, und am Schlusse dieses Tages ist das Wasser bei diesem Städtchen schon zwei Meter über seinen mittleren Stand gestiegen; anderthalb Meter und darüber längs der Schleswig-Holsteinischen Küste. Am 13. November wächst der Sturm, ohne seine Richtung zu ändern, auf der Strecke von Kiel bis fast nach Rügenvaldermünde, zum Orkan und erreicht seine größte Stärke — soweit sich aus den Beobachtungen nachweisen lässt — in der Gegend von Rügen wahrscheinlich Morgens etwa um acht Uhr, in Kiel um zehn Uhr und in Cuxhaven etwa um Mittag; das Wasser stieg an diesem Tage bis auf mehr als drei Meter, ja selbst bis auf drei und einen halben Meter über

seine mittlere Höhe. Damit war die Katastrophe eingetreten und das Ende des Trauerspieles nahe. Sowie der Wind abflaute, änderte sich auch seine Richtung nach O und SO, am 14. November ist er auf allen Stationen schwach und das Wasser nahezu wieder auf seinen mittleren Stand gesunken." — Der Autor fügt eine detaillirte Analyse der Beobachtungen an und zeigt, wie die Anstauung im Südwesten sich nach Norden hin anscheinend wie eine Tidenwelle fortpflanzte.

409. Es erübrigt uns noch einige Bemerkungen über unser heimisches Meer die „Adria" anzufügen, woselbst die Tiden mittels Flut-Autographen zu Triest, Pola, Fiume, Zara, Lesina und Corfù genauer untersucht wurden.

Die Flutwelle pflanzt sich im tiefen Südbecken rasch gegen Westen fort, derart, dass sie den Längen-Unterschied zwischen Corfu und Lesina in einer Viertelstunde zurücklegt; von dort braucht sie bis Zara durch das seichte und längs der Ostseite mit Inseln bedeckte Nordbecken mehr als drei, directe über See jedoch, von Lesina bis Fiume, etwas über vier Stunden. Eine Verspätung der Springtiden findet nicht statt, das Alter unserer Fluten ist also Null.[1] Dagegen zeigt sich besonders zu Fiume (wohl aber auch zu Lesina) eine sehr bedeutende tägliche Ungleichheit, derart, dass nicht selten Eintags-Tiden vorkommen. Für den Mond findet bei 12°, für die Sonne dagegen bei 13° Declination die Gleichheit der eintägigen und halbtägigen Schwingungen statt. Bei kleinen Declinationen überwiegen die letzteren, bei größeren aber die ersteren der genannten Oscillationen. Stahlberger erklärte diese Erscheinung durch die Interferenz der von der Hochsee und der zwischen den Inseln eintretenden Flutwellen. Das Verhältnis der Mond- zur Sonnenwirkung bleibt unter dem theoretischen Ausmaße (Fiume 1·9 Pola 1·8, Triest 1·7, Lesina 1·4). Die Sturmflut heisst Colma. Die Inseln Venedigs sind durch Dämme „Murazzi" geschützt, welche die stolze Aufschrift tragen: Aere Veneto, Ausu Romano.

Es ergaben sich nach Dr. Hann folgende Beträge:

	Corfu	Lesina	Zara	Fiume	Pola	Triest
Hafenzeit . . .	$4^h 10^m$	$4^h 33^m$	$7^h 46^m$	$8^h 41^m$	$8^h 54^m$	$9^h 29^m$
Springflut . . .	0·10	0·27	0·20	0·34	—	0·85
Nippflut	0·03	0·06	0·06	0·08	—	0·23
Mittl. Flut . . .	0·07	0·20	0·15	0·26	0·31	0·62

[1] Dieselbe Erscheinung hat man im Tahiti-Archipel, im Michigan-See und stellenweise in Californien. — Bei Toulon treten die Springtiden sogar vor den Syzigien auf (um 0·2 Tag).

Die halbmonatlichen Ungleichheiten für Pola und Triest findet man in den naut. Tafeln der k. k. Marine (1882).

Hugo Lentz, welcher mit Hilfe der harmonischen Analyse die Flut-Curven der Adria untersuchte, kam zu dem Schlusse: „Die Tiden des Adriatischen Meeres und des Atlantischen Oceans bilden in jeder Beziehung Gegensätze, jene sind in ihrer äußeren Erscheinung verwickelt, aber, ihrem inneren Wesen nach, von theoretischer Regelmäßigkeit;[1] diese gleichen im Ansehen den so einfachen theoretischen Äquatorial-Tiden, ihre Zusammensetzung ist aber von einer geradezu verwirrenden Unregelmäßigkeit."

Der Vorgang bei den Beobachtungen.

410. Um die in einer Localität auftretenden Flut-Erscheinungen gründlich zu untersuchen, thut man wohl am besten, an geeigneter Stelle einen selbstregistrirenden Pegel (Flut-Autographen, vergl. II. Absch.) zu etabliren. — Von besonderer Wichtigkeit sind jedoch die folgenden zwei Punkte:

a) Man nehme sehr häufig directe Ablesungen des Wasserstandes zu genau bekannten Zeiten und bei möglichst glatter See vor, zu welchem Zwecke nahe dem Flut-Autographen ein gewöhnlicher (möglichst solider), mit einem fixen Steinpfeiler versehener Pegel aufzustellen ist. Diese Ablesungen dienen nicht nur zur Controle des Apparates, sondern auch zur Übertragung seiner Wasserstands-Angaben auf absolutes Maß. Das direct gewonnene Resultat wird sich von der auf denselben Zeit-Moment bezogenen Curvenordinate im allgemeinen aus zwei Gründen unterscheiden und zwar: erstens, weil die beiden Wasserstände, welche dem willkürlich gewählten Nullpunkte des Pegels und der von einem beliebigen Index fixirten Abscissenaxe entsprechen, durch einen constanten Abstand a getrennt sind, und zweitens weil die verticalen Niveau-Schwankungen bei ihrer Übertragung auf den beweglichen Zeichenstift eine Verjüngung erfahren, deren Verhältniszahl k übrigens im Laufe der Zeit nicht selten kleine Veränderungen erleidet. Ist h die directe Ablesung h' die zugehörige Ordinate, so ergibt sich:

$$h = a + k.\, h'.$$

Die beiden Unbekannten a und k könnten daher schon aus zwei Beobachtungen abgeleitet werden. Wegen der unvermeidlichen Beobachtungsfehler und wegen der oben angedeuteten Veränderungen,

[1] Ähnlich wie bei den Curven aus dem Tahiti-Archipel.

ist es jedoch anzurathen, die Vergleiche oft zu wiederholen und die einem Beobachtungs-Cyklus zukommenden Werte von *a* und *k* nach den Regeln der Wahrscheinlichkeits-Rechnung zu bestimmen. Ist nach lange fortgesetzten Beobachtungen der Unterschied zwischen dem willkürlich gewählten und dem „wahren Nullpunkt" des Pegels[1] gefunden, so hat man diesen Unterschied nur mit richtigem Zeichen an *h* anzubringen, um den Wasserstand im absoluten Maße zu erhalten.

Da übrigens auch der solideste Pegel Störungen unterworfen ist, da es ferner manchmal nöthig wird, die Aufstellung des letzteren im Hafen zu ändern, und da es endlich zum Zwecke geologischer oder geodätischer Untersuchungen wünschenswert erscheint, die Kenntnis der aus den Wasserstands-Beobachtungen abgeleiteten Lage des mittleren Niveau nicht zu verlieren, wenn die Station bereits aufgelassen wurde; so ist es räthlich, an einem möglichst soliden Gebäude oder an einem andern geeigneten Orte eine sogenannte H ö h e n m a r k e anzubringen, und dieselbe durch ein genaues (wiederholtes) Nivellement mit dem Pegel zu verbinden. — Hätte man, um ruhigeres Wasser zu finden, den Flut-Autographen im Innern eines Hafens oder in einem Canale aufgestellt, so könnten mannigfache Einflüsse auf die Erzielung eines guten Beobachtungs-Resultates störend einwirken. Man darf daher, um diese Störungen zu eliminiren, nicht unterlassen, einen Pegel seewärts anzubringen und an demselben, so oft es das Wetter gestattet, zu genau bestimmten Zeiten, Controls-Ablesungen vorzunehmen. Selbstverständlich muss auch dieser Pegel mit dem innerhalb geschützt aufgestellten, durch ein genaues Nivellement verbunden werden.

b) Das Uhrwerk, welches die Bewegung der Schreibtafel regelt, erfährt hiebei nicht immer genau denselben Widerstand. Zudem ist es gewöhnlich in einem kleinen und vor Temperatur-Änderungen und Erschütterungen jeder Art nur wenig geschützten Gebäude aufgestellt, weshalb man selbst beim bestconstruirten Apparate die richtige Functionirung desselben unablässig zu überwachen hat. Die Anforderungen der Theorie erheischen es, dass die Fehler der Uhr-Correctionen ein Zehntel der Minute nicht übersteigen. Wäre nun keine Sternwarte in der Nähe, welche es ermöglicht durch einfache Uhrvergleiche zum Ziele zu gelangen, so müsste man zu selbstständigen Zeitbestimmungen,

---

[1] Wie schon im Kapitel „Meeres-Niveau" erwähnt, heißt man den „wahren Nullpunkt" des Pegels diejenige Stelle desselben, welche dem mittleren Wasserstande entspricht.

sei es mit Hilfe eines Sextanten oder eines transportabeln Passage-Instrumentes, schreiten.

411. Bedient man sich der Pegel, welche nicht selbstregistrirend eingerichtet sind (vergl. II. Abschnitt), so ist es gleichfalls nöthig an einem möglichst soliden Objecte eine Marke anzubringen und sie durch Nivellement mit dem Nullpunkte zu verbinden. Auch bezüglich der Genauigkeit der Beobachtungszeit gilt dieselbe Norm wie früher.

Bei den ältern englischen Beobachtungen wurden ausschließlich die Zeiten und Höhen der Hochwasser beobachtet, während man zu Brest und in einigen andern Häfen auch die Niedrigwasser berücksichtigte. Das letztere Verfahren gibt directe die Fluthöhen, welche durch die meteorologischen Störungen, zum Beispiele durch die stauende Wirkung eines gegen die Küste wehenden Windes, weniger beinflusst werden, als die Hochwasser-Höhen an sich. — Beobachtungen dieser Art, welche in der Regel nach 19jähriger Fortsetzung ausreichen, um die wichtigsten Theile des Phänomens klar zu legen, sollten jedoch immer durch Ablesungen eingeleitet werden, welche den ganzen Tag über und die ganze Nacht hindurch, mindestens jede halbe Stunde, vorgenommen werden, um zunächst zu erkennen, ob der Verlauf der Erscheinung nicht ein so ungewöhnlicher ist, dass das beabsichtigte Verfahren als aussichtslos zu betrachten ist. Bei Anstellung der weitern Observationen verfahre man dann in folgender Weise: Der Beobachter beginnt seine Ablesungen 15 bis 30 Minuten vor dem Eintritte des Hoch-, beziehungsweise des Niedrigwassers und notirt den Wasserstand etwa von 4 zu 4 Minuten, bis die beregte Phase um 15 bis 30 Minuten passirt ist. Durch zweimalige Interpolation in die Mitte der erhaltenen Glieder, oder aber durch ein graphisches Verfahren, indem man Strecken, welche den Zeiten proportional sind, als Abscissen, solche aber, welche den Höhen proportional sind, als Ordinaten aufträgt und durch die erhaltenen Punkte eine Curve zieht, können die gewünschten Elemente abgeleitet werden. Beim Zuge der Curve wird man selbstverständlich an solchen Punkten deren Lage auffallend durch Beobachtungsfehler beeinflusst ist, vorbei fahren.

Nach dem Vorschlage von William Thomson (1868) sollte jedoch in gleichen Zeit-Intervallen, etwa von Stunde zu Stunde, Tag und Nacht hindurch, beobachtet werden. Observationen dieser Art geben schon nach einem Jahre sehr befriedigende Resultate. — Früher schon ordnete Airy die 1842 an der Irischen Küste während zweier Monate angestellten Beobachtungen in folgender, allerdings sehr beschwerlichen Weise, an:

Von zwei Personen hatte die eine während des Tages, ein halbe Stunde vor dem Eintritte des Hochwassers beginnend, den Wasserstand von 5 zu 5 Minuten abzulesen, bis das nächste Hochwasser eine halbe Stunde vorbeigegangen war. Statt von Hochwasser bis zu Hochwasser durfte übrigens auch von Niedrigwasser zu Niedrigwasser observirt werden, wenn dies mit Rücksicht auf die Tageszeiten bequemer schien. Die andere Person beobachtete in derselben Weise, während der Nacht, eine Stunde hindurch, und zwar zu jener Zeit, in deren beiläufige Mitte das eine nicht beobachtete Niedrig- beziehungsweise Hochwasser hineinfiel. Bei dieser Anordnung, welche zu vorzüglichen Resultaten führte, wurden also beide Hoch- und beide Niedrigwasser beobachtet und außerdem mehr als der halbe Verlauf der Erscheinung durch eine vollständige Reihe dargestellt. — Whewell schlug zum Zwecke, das Fortschreiten der Flutwelle zu studiren, vor, an Stationen, welche nur 10—20 naut. Meilen von einander entfernt sind, gleichzeitige Wasserstands-Beobachtungen vorzunehmen. Wenige Tage reichten hiebei schon aus um zum gewünschten Resultate gelangen und neue Stationen beziehen zu können, während nur auf einem Punkte der „Normal-Station" die ganze Zeit über weiter beobachtet würde.

412. Verfügt man, wie dies gewöhnlich auf Seereisen der Fall ist, nur über einen kurzen Aufenthalt im Hafen um Untersuchungen anzustellen, so kann man allerdings nicht erwarten, erschöpfende Angaben zu erzielen; immerhin aber bleiben auch kurze Observations-Reihen von Wert. Dieselben lassen sich manchmal mit früher oder später durchgeführten Untersuchungen combiniren, sie stellen häufig einen Übergang zwischen besser erkannten Erscheinungen her oder sie regen, soferne sie auf vielen verschiedenen Orten angestellt wurden, zu Special-Studien an. Es ist kaum nöthig zu erwähnen, dass der betreffende Beobachter seinen Pegel mit größter Sicherheit aufstellen[1], oder aber, falls er einen vorgefundenen benützt, denselben bezüglich seiner Vertrauenswürdigkeit prüfen muss, sowie auch, dass er nicht unterlassen darf, thunlichst viele Ablesungen zu gewinnen, um wo möglich vollständige Curven construiren zu können. Auch soll er mit Ortskundigen Rücksprache nehmen, und namentlich Hafenbeamten, Piloten etc. über den Verlauf der Erscheinung befragen.

---

[1] Prof. Emil Stahlberger versuchte an Bord des „Nautilus" (1874) einen transportabeln Fluthmesser. Da jedoch diese Versuche damals nicht zum Abschlusse kamen und unseres Wissens auch später nicht fortgesetzt wurden, so beschränken wir uns hier auf diese Andeutung.

Um aus einer geringen Zahl von Beobachtungen, welche sich über weniger als zwei Tage erstrecken, einen mittlern Wasserstand abzuleiten, macht die Royal Society der Challenger-Expedition den folgenden Vorschlag: Man theile den Sonnentag in 3 Theile und beobachte zu Beginn eines jeden dieser Theile, sowie um ein und um zwei Drittel eines Mondtages später, der letztere zu $24^h\ 48^m$ angenommen. Dies ergäbe folgende Sonnenzeiten:

$0^h\ 0^m$	$8^h\ 0^m$	$16^h\ 0^m$
$8^h\ 16^{m'}$	$16^h\ 16^{m'}$	$24^h\ 16^m$
$16^h\ 32^{m'}$	$24^h\ 32^{m'}$	$32^h\ 32^m$

Das Mittel aller neun Beobachtungen gibt den mittleren Wasserstand frei von den ganz- und halbtägigen, durch Mond und Sonne bedingten Schwankungen. Derselbe bleibt nur noch mit dem Einflusse der Schwankungen längerer Periode und mit den meteorologischen Störungen behaftet. — Statt in 3 Theile kann man Sonnen- und Mondtag auch in mehr Theile zerlegen um genauere Resultate zu erzielen; man wähle dann etwa Vielfache von drei, bilde Serien nach der obigen Art, welche keine gemeinschaftliche Beobachtung enthalten, und berechne jede dieser Serien für sich.

413. Wegen des bedeutenden Einflusses, den die Witterungs-Vorgänge auf den Wasserstand ausüben, ist es unerlässlich mit den Flut- und Ebbe-Beobachtungen meteorologische Observationen zu verbinden, soferne sich nicht eine Station für derartige Untersuchungen in der Nähe befindet.

In Localitäten, wo die Tiden Strömungen erzeugen, sollten auch diese letzteren beobachtet werden. Es fällt nämlich die Richtung der Strömung mit jener der Fortpflanzung der Flutwelle nicht jederzeit überein. Manchmal ist die erstere der letzteren geradezu entgegengesetzt, indem das Niveau schon im Fallen begriffen ist, während die Strömung noch immer einwärts setzt, oder aber, indem das Niveau schon steigt und das Wasser noch immer abfließt. Besonders in Meerengen, Flussmündungen u. dgl. ist diesen Verhältnissen Aufmerksamkeit zuzuwenden. — Beechey liess von einem Schiffe aus beobachten, welches successive auf verschiedenen Stationen, verankert wurde. Die Strömungs-Wechsel wurden notirt; ebenso auch die Geschwindigkeiten an der Oberfläche in 2 und in 12 Fuß Tiefe. Zur Bestimmung der letztern verwendete Beechey am Niveau gewöhnliche, in der Tiefe aber umlaufende (Fuß registrirende) Loggs. Die Zeiten wurden sämmtlich

auf denselben Meridian bezogen und mit jenen des Hochwassers von Dover verglichen.

414. Endlich wird es noch als dienlich erachtet, in derselben Flussmündung, oder in derselben Bai das Fortschreiten der Flutwelle und sämmtliche Phasen der Tiden-Erscheinung auf vielen nahe gelegenen Stationen zu beobachten, um von einem gründlich untersuchten Falle auf andere Fälle, vielleicht sogar auf das große ganze, schließen zu können. Hugo Lentz beantragt, als hiezu am besten geeignet, die Mündung des St. Lorenz-Stromes in Nordamerika; die Zahl der erforderlichen Stationen veranschlagt er auf nicht weniger als fünfzig.

Die Formel von Laplace.

415. Es kann nicht unsere Absicht sein, den glänzenden analytischen Untersuchungen von Laplace zu folgen, da hiedurch dieses Kapitel eine übermäßige Ausdehnung erführe. — Wir beschränken uns darauf, einige Resultate zu skizziren, auf welche sich der weitaus wichtigste Theil der modernen Errungenschaften, zumal aber die im nächsten Absatze zu behandelnde Methode von William Thomson, zur Reduction des Beobachtungs-Materials, basirt.

Aus den beregten theoretischen Forschungen geht hervor, dass in Folge der wechselnden Einflüsse hauptsächlich vier verschiedene periodische Höhenänderungen zur Geltung kommen, die folgendermaßen angedeutet seien:

a) Die Schwankungen erster Gattung sind von einer langen Periode, welche für die Einwirkung des Mondes einen halben Monat, für diejenige der Sonne aber ein halbes Jahr umfasst.

b) Die Oscillationen zweiter Gattung haben eine Periode von nahezu einem Tage; sie verschwinden, wenn das einwirkende Gestirn im Äquator steht und wachsen mit der Declination.

c) Die Oscillationen dritter Gattung haben eine Periode von nahezu einem halben Tage.

d) Die Schwankungen vierter Gattung haben nur bei den Mondfluten einen nennenswerten Betrag; sie hängen mit der Entfernung des Mondes von der Erde zusammen und bestehen aus zwei Theilen, von welchen der eine von etwa achtstündiger Periode ist.[1]

---

[1] An den oceanischen Küsten Europas sind die Schwankungen dritter Gattung die vorherrschenden, jene der ersten und vierten erreichen kaum einen halben, jene der zweiten Art nur selten zwei Decimeter.

416. Die Laplace'sche Formel für den Wasserstand h enthält vorerst einen constanten Posten, nämlich die Höhe des mittleren Niveau über dem willkürlich gewählten Nullpunkte des Pegels. Zu diesem Posten treten vier Hauptglieder, von welchen ein jedes den Betrag einer Schwingungsgattung umfasst. Während aber die drei ersten dieser Glieder aus einem von der Sonne und einem vom Monde abhängigen Theile bestehen, bezieht sich das letzte ausschließlich auf den Mond.

Der Kürze wegen sei im Folgenden unter M nicht einfach die Masse des einwirkenden Himmelskörpers, sondern vielmehr diese Masse dividirt durch den Cubus der mittleren Entfernung verstanden. Die Declination werde mit δ, der Stundenwinkel mit Θ, die mittlere Entfernung von der Erde mit ρ, die eben stattfindende aber mit ρ_1 bezeichnet.

Ähnlich, wie im Vorhergehenden, beziehen sich die mit einem Accent versehenen Buchstaben auf den Mond, die mit zwei Accenten versehenen aber auf die Sonne.

Bei dieser Bezeichnungsweise lautet die Laplace'sche Formel, wenn unter B, C, D, E, F, μ, ν, γ, λ und $\varkappa$ Constante verstanden werden, die sich für jeden Beobachtungsort erst aus den Flut-Aufzeichnungen ergeben, wie folgt:

$$h = A + B\left[\frac{\rho''^3}{\rho_1''^3}(1 - 3\sin^2\delta'') + \frac{M'\mu'}{M''}\cdot\frac{\rho'^3}{\rho_1'^3}(1 - 3\sin^2\delta')\right] +$$
$$+ C\left[\frac{\rho''^3}{\rho_1''^3}\sin\delta''\cos\delta''\cos(\Theta'' - \gamma'') + \frac{M'\mu'}{M''}\cdot\frac{\rho'^3}{\rho_1'^3}\sin\delta'\cos\delta'\cos(\Theta' - \gamma')\right] +$$
$$+ D\left[\frac{\rho''^3}{\rho_1''^3}\cos^2\delta''\cos(2\Theta'' - 2\lambda'') + \frac{M'\mu'}{M''}\cdot\frac{\rho'^3}{\rho_1'^3}\cos^2\delta'\cos(2\Theta' - 2\lambda')\right] +$$
$$+ \left[E\frac{\rho'^4}{\rho_1'^4}\cos^3\delta'\cos(3\Theta' - 3\varkappa') + F\frac{\rho'^4}{\rho_1'^4}\sin\delta'\cos^2\delta'\cos(2\Theta' - 2\nu')\right]$$

wobei meistens $\gamma' = \gamma''$ und $\lambda' = \lambda''$ gesetzt werden darf.[1]

Diese Formel bezieht sich jedoch ausschließlich auf eine Wasserhöhe im offenen Meere. Auf den an der Küste gelegenen Stationen

---

[1] In die mit C, beziehungsweise mit D multiplicirten Glieder sind die Declinationen und Stundenwinkel nicht für denjenigen Zeit-Moment einzuführen, für welchen der Wasserstand berechnet werden soll, sondern für einen frühern. Derselbe ist bei C und D verschieden, kann aber aus den Beobachtungen, gleich den übrigen Constanten, bestimmt werden.

treten, in erster Linie durch den Einfluss der Strömungen, Complicationen hinzu, welche die Einführung weiterer periodischer Glieder bedingen.

417. Laplace brachte seinen Ausdruck für h noch in eine bequemere Form, welche statt der Declinationen und der Stundenwinkel, die mittleren Entfernungen und Rectascensionen unter Berücksichtigung der Ungleichheiten der Bewegungen, sowie die für die Substitution nöthigen Bahnelemente enthält. Hiebei kommen außer A nur Glieder mit den Sinus und Cosinus von verschiedenen der Zeit proportionalen Winkel vor.

Jedes dieser periodischen Glieder kann dargestellt werden, durch:

$$R \cos (mt - \varepsilon)$$

wobei R „die Amplitude" und ε „die Epoche" für denselben Beobachtungsort und für dasselbe Glied nahezu unveränderlich sind.

Sind die Constanten nach den Regeln der Wahrscheinlichkeits-Rechnung aus den Beobachtungen abgeleitet, so kann man, mittels der gegebenen Formel, für jeden Zeit-Moment einen genäherten Wasserstand finden, welcher sich von dem wirklich auftretenden nur noch in Folge der meteorologischen Einflüsse unterscheidet. Umgekehrt aber könnte auch verlangt werden die beregte Formel zu benützen um für eine gewisse Höhe die zugehörige Zeit zu berechnen. Die praktisch am häufigsten vorkommende Aufgabe bezieht sich auf die Zeit des Höhen-Maximums d. h. des Hochwassers. Der zu bildende Ausdruck würde sehr complicirt, wenn man alle Glieder berücksichtigen wollte. Bei Berechnungen, die sich auf die Europäischen Westküsten beziehen, kann man sich übrigens auf die Schwankungen dritter Art beschränken.

Die harmonische Analyse.

418. Hat man die Aufzeichnungen eines Flut-Autographen, oder doch die in gleichen Intervallen, etwa von Stunde zu Stunde, gemachten Ablesungen an einem nicht registrirenden Pegel, so empfiehlt sich für die Reduction des Beobachtungs-Materiales die gegenwärtig am häufigsten angewendete von William Thomson erdachte „harmonische Analyse", bei deren Darstellung wir im großen ganzen C. A. F. Peters folgen.

Wie in dem vorigen Absatze angedeutet wurde, können die Wasserstands-Schwankungen nach den Laplace'schen Untersuchungen durch periodische Glieder ausgedrückt werden. Dieselben lassen sich in Reihen der folgenden Art anordnen:

$$\left.\begin{array}{l} + A_1 \cos nt + B_1 \sin nt + \\ + A_2 \cos 2nt + B_2 \sin 2nt + \\ + A_3 \cos 3nt + B_3 \sin 3nt + \end{array}\right\} \quad \text{I}$$

Für die Constanten $A_1 A_2 \ldots B_1 B_2 \ldots$ sind jene Werte abzuleiten, die ihnen für jede der einzelnen Oscillationen, in welche die ganze Erscheinung zerfällt, zukommen; t ist die seit einem fix zu wählenden Momente verflossene Zeit; n schließlich bedeutet den per Zeiteinheit zurückgelegten Bogen, d. i. die Winkelgeschwindigkeit eines derjenigen fictiven Gestirne, die man sich an die Stelle der wirklichen gesetzt denkt, um die verschiedenartigen Einflüsse der letztern getrennt zu behandeln.

Roberts, welcher die von Thomson angelegten Berechnungen leitete, brachte später die Formel I auf eine für die Berechnung bequemere Form, indem er je zwei neben einander stehende Glieder

$$A \cos mt + B \sin mt \text{ zu}$$

$$R \cos (mt - \varepsilon)$$

vereinigte, wobei $R \cos \varepsilon = A$ und $R \sin \varepsilon = B$ ist. R heißt die Amplitude, ε die Epoche (vergl. Art. 417).

Thomson wandte das Verfahren zuerst auf Beobachtungen an, welche vom Jänner 1864 ab, zu Ramsgate mittels eines selbstregistrirenden Pegels angestellt worden waren.

419. Sei als Zeiteinheit die mittlere Stunde gewählt. Während derselben lege die Erde in Folge der Rotation um ihre Axe den Bogen γ, in Folge ihrer Revolution um die Sonne dagegen „im Mittel" den Bogen η zurück. Dann ist $\gamma - \eta$ die Winkelgeschwindigkeit der sogenannten zweiten mittlern Sonne bei ihrer scheinbaren täglichen Bewegung um die Erde. $\gamma - \eta$ entspricht einem Bogen von 15°.

Entnimmt man nun den vorliegenden Flut-Curven, welche sich über beiläufig ein Jahr erstrecken, jedoch eine volle Anzahl von Perioden der Spring- und Nippfluten umfassen,[1] für jeden Tag die Wasserstände ab, welche zu $0^h, 1^h, 2^h \ldots 23^h$ mittlerer Zeit eingetreten waren, und berechnet die arithmetischen Mittel aller Stände, die sich

[1] Bei den Ramsgater Beobachtungen wurde eine Zeitdauer von 369 Tagen, 3 Stunden, welche sehr nahe 25 volle Perioden der Spring- und Nippfluten umschloss, angenommen.

auf dieselbe Stunde beziehen; so erhält man für jede derselben eine mittlere Wasserhöhe und kann eine Curve construiren, welche der ausschliesslich durch die tägliche Bewegung der Sonne um die Erde entstandenen Flutwelle entspricht. Der Mond hat nämlich eine langsamere tägliche Bewegung um die Erde als die Sonne, derart, dass während der Periode von einer Springflut bis zur folgenden alle verschiedenen Rectascensions-Unterschiede zwischen Mond und Sonne auftreten. Die zu einer bestimmten mittleren Zeit eintretenden Wasserhöhen werden also durch den Einfluss der täglichen Bewegung des Mondes abwechselnd vergrößert und verkleinert u. z. so, dass dieser Einfluss in dem Mittel nahezu verschwindet, soferne sich dasselbe auf einen Zeitraum von der supponirten Art bezieht. Ebenso werden sich aber in den abgeleiteten Mitteln, auch die übrigen kosmischen, sowie die meteorologischen Wirkungen nahezu getilgt haben.

Um nun die erhaltene Curve analytisch auszudrücken, benützt Thomson die Reihenform I. Die 24 Mittelwerte von h und die zugehörigen 24 Beträge von nt, nämlich: $(\gamma-\eta)\ .\ 0$, $(\gamma-\eta)\ .\ 1$, $(\gamma-\eta)\ .\ 2, \ldots$ $(\gamma-\eta)\ .\ 23$ d. i. 0°, 15°, 30° . . . ergeben 24 Gleichungen, aus welchen sich strenge genommen 24 unbekannte Constanten berechnen ließen. Da aber die spätern Glieder sehr klein und unsicher werden, so ging Thomson nur bis A_8 und B_8 und brach die Reihe mit den diese Constanten enthaltenden Gliedern ab. Hiedurch kam er in die Lage über mehr Gleichungen zu verfügen, als Unbekannte zu berechnen waren, deren Werte daher, nach den Gesetzen der Wahrscheinlichkeits-Rechnung so bestimmt wurden, dass sie sich am besten allen Gleichungen anschmiegten. Durch den Umstand, dass die in Betracht genommenen Winkelwerte Punkten entsprechen, die gleichförmig auf dem Umfange eines Kreises vertheilt sind, wird die Rechnung sehr vereinfacht.

420. Sei im Durchschnitt σ der während einer mittleren Stunde von dem Monde, in seiner Bahn um die Erde zurückgelegte Weg, so ist wieder $\gamma-\sigma$ die Winkelgeschwindigkeit des Mondes in seiner scheinbaren täglichen Bewegung um die Erde. $\gamma-\sigma$ beträgt aber nicht volle 15°, sondern nur etwa 14·49°, um welchen Betrag der Mond in jeder mittleren Stunde durchschnittlich fortschreitet.

Es wird nun wieder von derselben Epoche wie früher ausgegangen und auch dieselbe Beobachtungsdauer in Betracht genommen; doch werden jetzt um die Winkel mt wieder von 15 zu 15° fortschreiten zu lassen, für die auf Null folgenden Werte von t nicht die ganzen Zahlen 1, 2 . . . , sondern größere Beträge angenommen. Die Wasserstands-Höhen müssen daher auch den Curven für diese Zeitwerte

entnommen werden, welche sich von jenen, die bei der vorhergehenden Untersuchung benützt wurden, unterscheiden.

Statt dieser genauen Wasserhöhen benützte aber Thomson, um zunächst eine erste Annäherung zu erzielen, wieder die früher für runde mittlere Stunden entnommenen, welche er jedoch behufs Berechnung der arithmetischen Mittel neu gruppirte, indem er für jede einzelne Bestimmung diejenigen Höhen auswählte, welche der betreffenden Zeit am besten entsprachen. Dieses Verfahren blieb auch möglich, wenn statt vollständiger Curven nur genaue stündliche Ablesungen vorlagen.

421. Thomson berechnete nach den dargestellten Principien im ganzen sechs Reihen, wobei jedoch, mit Rücksicht auf die Bewegung des Mondes nur die wesentlichsten, von der elliptischen Bahn abhängigen Glieder berücksichtigt wurden. Bei diesen Untersuchungen wurden dem n successive die Werte beigelegt:

$$\gamma-\eta,\ \gamma,\ \gamma-\tfrac{1}{2}\,\sigma-\tfrac{1}{2}\,\omega,\ \gamma-\sigma,$$
$$\gamma-\tfrac{3}{2}\,\sigma+\tfrac{1}{2}\,\omega \text{ und } \gamma-2\,\sigma,$$

wobei unter ω die Winkelgeschwindigkeit des Mond-Perigeums gemeint ist, während die übrigen Buchstaben wieder die frühere Bedeutung haben. Die entsprechenden Reihen wurden der Folge nach mit:

$$S,\ K,\ L,\ M,\ N \text{ und } O$$

bezeichnet. Roberts bestimmmte jedoch später noch die Glieder, welche von der Evection und Variation der Mondbahn[1] abhängen, ferner die halbmonatlichen Mond- und die halbjährigen Sonnentiden, sowie einige andere Oscillationen von geringem Betrage. Weiter vernachlässigte er alle jene Glieder von I, welche der Laplace'schen Theorie zu Folge Null sein sollten und deren Werte sich außerdem bei der Analyse als sehr klein herausgestellt hatten, so A_1, B_1, A_3, B_3, in L und N, A_2, B_2 in O u. s. w.

422. Die durch Approximation berechneten Reihen K, L, M, N und O mussten noch verbessert werden. Zu diesem Zwecke wurden, für jede

[1] Unter „Evection" versteht man die schon im Alterthume bekannt gewesenen und später durch Newton erläuterten Beeinflussungen der Länge des Mondes, welche durch den Umstand bewirkt werden, dass die Gravitation dieses Weltkörpers gegen die Erde, je nach der Lage der Apsidenlinie der Mondbahn, von der Sonne in verschiedener Weise modificirt wird. „Variation" dagegen ist die von Tycho de Brahe entdeckte Ungleichheit der Mondbahn, welche zwischen den Syzigien und Quadraturen zur Geltung kommt.

der sechs Tiden, die zu benützenden Mittelwerte von dem Einflusse der übrigen möglich befreit. Auch wurden mit Hilfe der ersten Approximation die Verbesserungen bestimmt, welche an die für *K*, *L*, *M*, *N* und *O* benützten einzelnen Höhen noch anzubringen waren, weil diese, wie erwähnt, nicht genau zu den Zeiten gehörten, für welche sie in Rechnung gebracht wurden.

Dasselbe Verfahren, welches Roberts auf Thomsons Veranlassung für die Station Ramsgate angewendet hatte, wurde später von ihm und andern mit bestem Erfolge auch für weitere Positionen benützt. Nach seiner Formel wird das „Alter der Gezeit" in Tagen aus der Differenz zwischen den ε_2 der Reihen *S* und *M* (wo nöthig das erstere um 360° vermehrt) mittels Division durch den doppelten Unterschied der mittleren täglichen Bewegungen des Mondes und der Sonne, d. i. durch 24.382°, erhalten.

423. Beziehen sich die vorliegenden Beobachtungen nur auf einen Zeitraum von wenigen Monaten, so wird es sich empfehlen, aus den Höhen und Zeiten von Hoch- und Niedrigwasser genäherte Werte für die Amplituden und Epochen von *S*, *K* und *M* abzuleiten und dann mit Hilfe der, — für kleinere Intervalle als eine Stunde, etwa für solche, von 15 Minuten, — abgenommenen Wasserstände, nach Thomsons Methode die Approximationen durchzuführen.

424. Bezüglich der früher erwähnten Wasserschwankungen von halbmonatlicher und halbjähriger Periode folgt im spätern noch eine Bemerkung. Thomson entdeckte aber ausserdem die Seichtwasser- oder Helmholtz-Tiden (lunisolar Helmholtz compound shallow-water tides), welche nach demselben Gesetze entstehen, wie die von dem berühmten Physiker Helmholtz erklärten Combinations-Töne, die sofort auftreten, wenn zwei einfache und genügend starke Schwingungen sich vereinigen. Sind die Argumente dieser Schwingungen mt und nt, so erklingen mit ihnen auch die hier in Betracht kommenden Töne von $(m+n)t$ und $(m-n)t$.

Schließlich sei noch erwähnt, dass Thomson und Roberts eine mechanische Vorrichtung, den „Tide-Predictor" construirten, welcher die Zahlen für die Gezeittafeln graphisch darstellt, sowie auch eine andere den „Harmonic Analyzer", zur Analyse der Flut-Curven.

Schlussbemerkungen.

425. Wenngleich nun im Frühern dargelegt werden musste, welche bedeutenden Unterschiede zwischen Theorie und Erfahrung vorliegen und wenngleich anzunehmen ist, dass für die baldige wissen-

schaftliche Beherrschung des Phänomens in seiner vollen Ausdehnung nur wenig Aussicht vorhanden ist, so haben doch anderseits die neuern Arbeiten, welche auf den Vervollständigungen der Theorie durch Laplace, Airy[1] und andere beruhen, unanzweifelbare Anhaltspunkte geboten, dass die den Newtonischen Entwicklungen zu Grunde liegenden Principien die richtigen sind.[2]

So konnte Börgen die Tiden-Strömungen des Ärmelmeeres in befriedigender Weise theoretisch erklären.[3] Ferrel leitete aus den Flutaufzeichnungen von Brest, Boston, Liverpool und Portland Breakwater Beträge für die Mondmasse ab, welche unter sich und von den auf gewöhnlichem Wege bestimmten, nur wenig abweichen. Bei einer Untersuchung der Beobachtungen von Kurachee, wobei er dieselben dreijährigen Reihen benützte, welche Roberts harmonisch analysirt hatte, fand er hiefür $\frac{1}{79}$ (der Erdmasse) und glaubt, dass in Folge des geringen Betrages der Helmholtz-Tiden in der beregten Localität, die Ausdehnung der Rechnung auf eine 19-jährige Periode zu Resultaten führen müsste, deren Fehler nahezu verschwindend wären.

426. Sowie einerseits die ganztägigen und halbtägigen Fluten durch die Rotation der Erde um ihre Axe bedingt sind, wirken anderseits die Tiden selbst wieder auf die Rotations-Zeit zurück. Da nämlich, in Folge der Verzögerung der Flutwelle durch die Widerstände, die große Axe des Flut-Ellipsoides nicht genau gegen das deformirende Gestirn gerichtet ist, sondern um weniger als 90° hinter dieser Lage zurückbleibt, und somit einen spitzen Winkel mit dem Declinations-Kreise dieses Gestirnes einschließt, so enthalten diejenigen zwei Erdviertel, in welchen eine Componente der fluterzeugenden Kraft gegen die Richtung der Rotation wirkt, mehr Masse als die beiden andern, wodurch eine Verlängerung der Rotations-Zeit entstehen muss. Ferrel berechnete, dass bei einem theoretisch vollkommenen Flut-Ellipsoide eine Tidenhöhe am Äquator von 2' und ein Zurückbleiben der großen Axe, durch die Reibung um 2° ausreichen

[1] In erster Linie durch die im früher citirten Werke entwickelte Theorie der Wellenbewegung in Canälen (Canaltheorie).

[2] Wir meinen hiemit, dass dem Gravitations-Gesetze durch die Flut-Erscheinungen nicht widersprochen wird. Die Details betreffend hat beispielsweise Laplace gezeigt, dass die Newtonische Ansicht, die Verspätungen der Gezeiten rühre von secundären Oscillations-Bewegungen her, als keine ausreichende Erklärung dieser Erscheinung zu betrachten ist.

[3] Vgl. die Annalen für Hydrographie. Berlin, 1880.

würden, um die von Adams und Delaunay (aus den seit Hipparch stattgefundenen Veränderungen der Mondbahn) nachgewiesene Zunahme der Tageslänge zu erklären. Übrigens begründete Delaunay selbst die Hypothese, dass die Verzögerung der Rotations-Geschwindigkeit unserer Erde den Gezeiten zuzuschreiben sei.

Die Wirkung, welche die Erde auf die Rotation des Mondes ausübte, wenn dortselbst die Tiden aufträten[1], wäre im quadratischen Verhältnisse der Massen größer, als die eben erwähnte. Gegenwärtig fällt beim Monde die Periode der Drehung um die Axe mit jener der Revolution um die Erde zusammen. Es findet also bereits das Gleichgewicht statt, ein Zurückbleiben der großen Axe des Flut-Ellipsoides und eine weitere Verlängerung der Rotations-Zeit kann nun nicht mehr erfolgen, ein Zustand dessen Hervorbringung der obigen Wirkung zugeschrieben wird.

427. Wir betrachteten bisher die Continente, sowie die Unterlage der Oceane als absolut starr. Nur unter dieser Voraussetzung geben die Unterschiede der Pegelablesungen die wirklichen Fluthöhen. Nun haben aber Thomson und Tait[2] bewiesen, dass das Erdfeste seinem größten Theile nach starrer als Glas und Stahl sein müsste, wenn seine Gestalt durch den Einfluss von Sonne und Mond nicht merklich modificirt werden sollte. Auf einem Kerne von Glas wären die Tiden nur zwei Fünftel, auf einem solchen von Stahl aber nur zwei Drittel derjenigen, welche auf einem absolut starren zum Vorscheine kämen. — Wahrscheinlich beobachten wir nur Differential-Fluten, d. h. Unterschiede zwischen den Deformationen der Wasserhülle und des Erdfesten.

Zur Untersuchung dieser Verhältnisse sind die halbtägigen Fluten nicht gut geeignet, da sie in Folge der complicirten horizontalen und verticalen Gliederung der Meere zu stark von den theoretischen abweichen. Es ist daher nothwendig, die Oscillationen von längerer Dauer zu benützen, wobei sich zunächst die halbmonatlichen und halbjährigen, durch den Wechsel der Declination hervorgerufenen, darbieten. Aus den Analysen von Thomson ergibt sich nun wohl eine halbjährige Schwankung des Wasserstandes, welche jedoch, da die theoretisch viel bedeutendere vierzehntägige nicht nachzuweisen ist, den meteorologischen Einflüssen zugeschreiben werden muss. Es scheint also das Erd-

[1] Dieselben können sowohl bei einem ehemals flüssigen, als auch bei einem gegenwärtig festen, aber nicht absolut starren Zustande vorausgesetzt werden.

[2] Thomson und Tait: Treatise on natural philosophy (vrgl. die früher citirte Übersetzung von Helmholtz und Werteim).

innere in hohem Grade nachgiebig, d. h. flüssig zu sein. Die feste Kruste wird bei den entstehenden Deformationen entsprechend gehoben und gesenkt.

428. G. H. Darwin untersuchte (vergl. Phil. Transactions 1870) theoretisch das Verhalten zäher Massen unter der Einwirkung der fluterzeugenden Kraft und bestimmte die, in Folge der Deformationen entstehenden Veränderungen in der Bewegung einer, aus den betreffenden Massen zusammengesetzt gedachten Erde. Jenen Zustand der Zähigkeit supponirt, bei welchem diese Veränderungen am stärksten auftreten, einen Zustand, den man übrigens im gewöhnlichen Leben schon als fest bezeichnen würde, hätte vor 56 Millionen Jahren die Tageslänge nur $6^h\ 50^m$, die Umlaufszeit des Mondes aber nur $1^d\ 14^h$ betragen. Der Urzustand wäre gewesen, dass Mond und Erde, wie ein einziger fester Körper in $5^h\ 40^m$ rotirten. — Außerdem aber werden die Theile der Erdmasse auch an einander verschoben, und bewegen sich, relativ zu einem am Äquator befindlichen Punkte, mit einer Geschwindigkeit, welche dem Quadrate des Sinus ihrer Breite proportional ist, gegen Osten. Die gegenwärtige Stellung von Erde und Mond berücksichtigt, würde diese Verschiebung auf einer Breite von 60° nur 14 Bogenminuten in 45 Millionen Jahren betragen, also nicht ausreichen um das Verbiegen der geologischen Schichten erklären zu können. Nun wächst aber die verschiebende Kraft mit der sechsten Potenz der abnehmenden Entfernung des Mondes, weshalb diese Kraft in früheren Zeiten weit wirksamer gewesen sein kann, als gegenwärtig. Hierauf scheint auch die vorherrschende Nordsüd-Richtung der Küsten mit Neigung gegen Nordost auf der Nördlichen, gegen Südost auf der Südlichen Halbkugel hinzuweisen.

Endlich sei noch erwähnt, dass in letzterer Zeit Prof. Dr. Falb die Fluten des Erdinnern auf das Phänomen des Erdbebens zu beziehen versuchte.

428. Die Wichtigkeit einer genauen Kenntnis von Flut und Ebbe, sowie der aus ihnen entspringenden Tidenströmungen, für die Zwecke der praktischen Navigation und der Wasserbau-Technik, bedarf in diesem Buche keiner wesentlichen Betonung. Es sei aber noch auf die riesige Arbeitskraft hingewiesen, welche den Tiden innewohnt, und welche auszubeuten schon so vielfach die Anregung zu geistigem Streben geworden ist.

VIII. Abschnitt.

Die Meeresströmungen.

(Hiezu die Karte auf Tafel *B.*)[1]

429. Von den verschiedenartigen Bewegungen der oceanischen Gewässer ist jene, welche man mit dem Namen „Meeresströmungen" bezeichnet, von ganz besonderer Wichtigkeit.

Unter „Meeresströmungen" verstehen wir hier das von der Wellenbewegung und Schwankung des Meeres-Niveau ganz unabhängige Fortschreiten mächtiger und ausgebreiteter Wassermassen, welches der Bewegung des Wassers in den Flüssen des Landes zwar ähnlich, von derselben aber doch — weil in andern Ursachen begründet — wieder so ganz verschieden ist. — Dieses Fortschreiten der Gewässer gibt sich zunächst dadurch zu erkennen, dass alle im Bereiche desselben befindlichen Gegenstände ohne sichtbare Ursachen in bestimmten Richtungen weiter geführt werden.

---

[1] Beim Entwurfe der Strömungskarte lagen nachstehende Werke zur Benützung vor:

Wind and Current Charts for the Atlantic, Pacific and Indian Ocean. 1872. — Currents and surface temperature of the Northatlantic Ocean from the Equator to longitude 40°. Published by the Authority of the Meteorological Committee. — Chart of the World. — Thalassa. — Dr. Neumayer, Anleitung zu wissenschaftlichen Beobachtungen auf Reisen. Berlin, 1875. — Atlas des Atlantischen Oceans, herausgegeben von der deutschen Seewarte in Hamburg. 1882. — Hydrographische Mittheilungen. II. Jahrg. 1874. (Die Strömungen im Ochotskischen und Japanischen Meere.) — Annalen der Hydrographie und maritimen Meteorologie. — A. Stielers Hand-Atlas, 1880 (Blatt 7), und Richard Andrées Hand-Atlas, 1881. — Petermanns geographische Mittheilungen. — Oscar Peschels physische Erdkunde, bearbeitet und herausgegeben von Gustav Leipoldt. Leipzig, 1880. — Dr. Otto Krümmel, Die Äquatorialen Meeresströmungen. — H. C. F. Baur, Neueste Karte von Amerika.

Durch die gewählte Darstellungsweise wurde es, wenigstens theilweise, möglich, von der bisher üblichen rein schematischen Darstellungsart, welche alle Strömungen ganz gleich zur Anschauung bringt, abzuweichen. Die größere oder geringere

Da die Meeresströme im Ocean etwa jene Functionen versehen, welche die Winde in der Luft verrichten, so ist es einleuchtend, dass sie nicht nur die praktische Navigation mächtig beeinflussen, sondern dass ihr Bestehen und ihre Fortdauer auch für den ganzen Haushalt der Natur unerlässlich ist.

Der wichtige beschleunigende oder verzögernde Einfluss der Strömungen auf den jetzt so ausgedehnten Seeverkehr, hat zur natürlichen Folge, dass es den Seeleuten in erster Linie anheimfällt, die Existenz, Geschwindigkeit, Richtung, Ausdehnung und die wesentlichen Merkmale der Meeresströmungen zu erforschen. Es ist daher auch ganz erklärlich, dass wir unsere gegenwärtigen Kenntnisse über den Verlauf der Meeresströmungen fast ausschließlich den Seeleuten verdanken.

Außer für die Zwecke der Navigation, sind die Meeresströmungen auch in physischer Hinsicht von eminenter Wichtigkeit, was sofort klar wird, wenn man bedenkt, welche Rolle dieselben im Ocean als Vertheiler und Ausgleicher der Temperatur und des Salzgehaltes spielen, wenn man erwägt, in welch hohem Grade sie auf die Verbreitung und das Gedeihen der Seethiere und Seegewächse einwirken, und wenn man endlich den wichtigen Einfluss berücksichtiget, welchen sie auf die Festlands-Küsten und auf die Ablagerungen am Grunde der Oceane ausüben. Schließlich ist nicht erst anzuführen, welchen Einfluss die Meeresströmungen auf die Erweiterung der Erdkunde genommen haben, indem sie zu allen Zeiten fördernd auf die Entdeckungen der Küstengebiete einwirkten.

Die Constatirung und genaue Erforschung der Meeresströmungen ist übrigens häufig eine schwierige, da Instrumente hiebei nur in

---

Schnelligkeit der Strömungen konnte durch die verschieden dichte Anordnung der Pfeile wenigstens einigermaßen berücksichtigt werden. Stromabzweigungen an den Rändern ließen sich auf diese Art leichter und etwas natürlicher wiedergeben, als nach den sonst gebräuchlichen Methoden.

Das System der Unterströmungen, insoweit man dasselbe zu kennen glaubt, fand ebenfalls in der Karte Aufnahme. Die Unterströmungen wurden der Strömungs-Karte von Dr. Neumayer (Anleitung zu wissenschaftlichen Beobachtungen etc.) und jener von Wild (Thalassa) entlehnt.

Was die kalten und warmen Strömungen betrifft, so ist wichtig zu bemerken, dass der Temperatur-Unterschied zwischen beiden nur relativ zu nehmen ist; da man einen Strom warm oder kalt zu nennen pflegt, je nachdem das Wasser, welches denselben umgibt, kälter oder wärmer als sein eigenes ist. Im allgemeinen stellen sich Strömungen, welche polwärts laufen, als warme, jene, welche die Richtung nach den Äquatorial-Regionen haben, als kalte dar.

Die periodisch wechselnden Ströme fallen mit den Monsungebieten zusammen.

beschränkten Fällen Anwendung finden können. Besonders Strömungen von geringer Schnelligkeit, so wie die Stromgrenzen, an welchen in der Regel ein ganz langsamer Übergang vom bewegten zum ruhigen oder entgegengesetzt fließenden Wasser stattfindet, können meist nur auf indirectem Wege, durch Temperatur- und Salzgehalts-Messungen, festgestellt werden.[1]

Noch weit schwieriger als die Constatirung der Strombewegung selbst ist die Erkennung und richtige Unterscheidung der einzelnen erzeugenden und ablenkenden Ursachen der Meeresströme, weshalb wir auch über die Existenz, Vertheilung und Ausbreitung derselben noch weit befriedigendere Aufschlüsse als über deren Entstehung und Ablenkung zu ertheilen vermögen.

Im Hinblick auf den Zweck dieses Werkes und auf die Leser, für welche es bestimmt ist, dürfte es gerechtfertigt erscheinen, die Darstellung des Verlaufes der Strömungen, als wichtigen Factor in der praktischen Navigation, der Besprechung der ohnehin noch nicht völlig aufgeklärten Ursachen derselben voranzusetzen.

430. Ehe zur Darstellung der Strömungen in den einzelnen Oceanen geschritten wird, mag es zweckdienlich, weil die Übersicht fördernd, erscheinen, in allgemeinen Zügen ein Bild der oceanischen Strom-Systeme zu entwerfen.

Warme Wasser bewegen sich in den Äquatorial-Gegenden von Osten nach Westen. Beim Anprall an die Ostküsten der Continente zweigen sie in nördlichen und südlichen Richtungen ab, und folgen eine Zeit lang den Gestaden der Festländer.

In den mittleren Breiten tritt eine rücklaufende Bewegung nach Osten ein. — In der Nördlichen Erdhälfte theilt sich, gegen die Westküsten der Continente herankommend, die Ost-Strömung in zwei Arme. Der eine Arm fließt gegen den Äquator zurück, und stellt hiemit einen großen, in sich geschlossenen Stromlauf her. Der andere Arm wendet sich polwärts und bespült im Atlantischen wie im Stillen Ocean die Westufer Europas respective Nordamerikas, denen er reichliche Wärme zuführt.

An dem Ostrande Asiens und Nordamerikas hingegen dringen kalte Strömungen nach Süden vor, und sind die Ursache der verhältnismäßig kalten Klimate der angrenzenden Küstenländer.

In der Südlichen Erdhälfte, wo dem Zufluss aus dem polaren Meere ein freier Raum geboten ist, entsenden die mächtigen Antarktischen Strömungen — in nordöstlichen Richtungen aus den polaren Regionen

---

[1] Vgl. den II. und VI. Abschnitt.

in mittlere Breiten tretend — längs den Westküsten der Continente kalte Gewässer nordwärts gegen den Gleicher, und bringen auf diese Art die Strom-Circulation auf der Süd-Hemisphäre, — dieselbe ergänzend und verstärkend — zum Abschluss.

Wie zu ersehen, geschieht der Kreislauf der Gewässer in den geschlossenen Strom-Systemen in der Nord-Hemisphäre im Sinne der Bewegung eines Uhrzeigers, in der Süd-Hemisphäre aber in entgegengesetzter Richtung.

A. Oberflächen-Ströme.

I. Strömungen im Atlantischen Ocean.[1]

1. Die Strömungen des Nordatlantischen Oceans.

Die Äquatorial-Ströme. — Strömungen im Caraiben-Meere und im Golfe von Mexico. — Florida-Strom.

431. Im Atlantischen Ocean bewegen sich zu beiden Seiten des Äquators die zwei breiten nach West gerichteten Äquatorial-Strömungen und zwischen diesen, keilförmig eingeschoben, der nach Osten laufende Gegenstrom.

432. Die südliche Äquatorial-Strömung hat ihren Ursprung zwischen 0° und 6° O. Lg., bei der Insel Annobon. Sie breitet sich einerseits bis ungefähr zum 10. Grade südlicher Breite aus, während sie anderseits den Äquator überschreitet. In etwa 25° W. Lg. tritt eine Spaltung der Strömung ein. Der nördliche Zweig bewegt sich längs der nordöstlichen, der südliche längs der südöstlichen Küste Brasiliens weiter.

Die nördliche Grenze des Hauptstromes liegt:

in 0° W. Lg.	. in 1° 30′ N. Br.	
„ 10° „ „	. „ 2° 30′ „ „	
„ 20° „ „	. „ 5° 0′ „ „	während des October und November.
„ 20° „ „	. „ 2° 30′ „ „	während des März und April.

Die Geschwindigkeit der Strömung wechselt wie die äußere Begrenzung derselben je nach der Jahreszeit, und ist innerhalb der Strömung an verschiedenen Stellen verschieden.

---

[1] Der Darstellung dieser Strömungen liegt jene von Labrosse in den „Routes maritimes (l'Océan Atlantique, Nr. 88. 1872)" gegebene zu Grunde. Anderweitige Quellen sind im Texte oder in Anmerkungen angeführt.

Die Geschwindigkeit der Strömung, insoweit diese dem Nordatlantischen Ocean angehört, beträgt:

zwischen	0 und 10° W. Lg.				14 bis 50 Seemeilen,
„	10 „ 20°	„ „			18 bis über 70 Seemeilen,
„	20 „ 30°	„ „	(bis 3 oder 4° N.)		13 „ „ 80 „
„	30 „ 35°	„ „	(bis 2° N.)		19 bis 31 Seemeilen

in je 24 Stunden.[1]

Diese Strömung, welche übrigens bezüglich ihrer Geschwindigkeit und Richtung von den Winden beeinflusst wird, erreicht ebensowohl ihre Maximal-Ausdehnung als auch ihre höchste Geschwindigkeit zur Zeit des nördlichen Sommers. Zwischen der Küste von Afrika und 15° W. Lg. ist die Stromgeschwindigkeit im Juni und Juli, und westlich der genannten Länge, in der Zeit vom Juli bis October, am größten. Die zwischen 0° und 20° Länge im allgemeinen westliche Stromrichtung zeigt von 20 bis 25° W. Lg. bereits eine Tendenz, nordwestlich abzubiegen, und zwischen 35° und 40° W. Lg. (bis zur ungefähren Breite von 3° Nord), fließt die Strömung nach W N W mit einer Geschwindigkeit von 12 bis 36 Meilen in 24 Stunden. Im weitern Verlaufe folgen die Gewässer der Äquatorial-Strömung der Brasilianischen Nordost-Küste, von dieser mit der südlichen Grenze stets 30 bis 36 Seemeilen entfernt. Die mittlere nördliche Grenze liegt:

in 40° W. Lg.	in beiläufig	4° N. Br.
„ 45° „ „	„ „	5° „ „
„ 50° „ „	„ „	7° „ „
„ 55° „ „	„ „	10° „ „

Hier erfolgt die Vereinigung der Südlichen mit der Nördlichen Äquatorial-Strömung. Die Geschwindigkeit der Südlichen Äquatorial-Strömung in ihrem nordwestlichen Verlaufe ist zwischen 40 und 45° West-Länge in einer Entfernung von mehr als 36, und weniger als 225 oder 210 Meilen von der Brasilianischen Küste, 18 bis 63 Meilen und 20 bis über 90 Meilen zwischen 45 und 50° W. Lg. Von 50 bis 55° W. Lg., innerhalb 36 und 180 Meilen von der Küste von Guyana erreicht die Geschwindigkeit 19 bis 68, von 55 bis 61° W. Lg. und innerhalb der zuvor

---

[1] Nach den „Currents and surface temperatures of the North Atlantic Ocean“, 1872, reicht die Südliche Äquatorial-Strömung in der Nähe Afrikas zuweilen bis 3° N.Br. und ist die gleiche nördliche Grenze als mittlere für den Raum von 0° bis 25° W. Lg. angegeben. Die mittlere Stromgeschwindigkeit beträgt, nach derselben Quelle, östlich des 1. Meridians, 12 bis 17, und von 0° bis 25° W. Lg. circa 12 bis 26 Seemeilen per Tag.

genannten Distanzen vom Lande, 15 bis 57 Meilen.[1] Längs der Küste von Guyana laufend wird dieser Theil der Südlichen Äquatorial-Strömung auch mit dem Namen „Guyana-Strömung“ bezeichnet.

433. Zwischen der Südlichen und Nördlichen Äquatorial-Strömung eingekeilt, jedoch ganz im Nordatlantischen Ocean verbleibend, lauft die Äquatorial-Gegenströmung nach Osten. Sie verbreitert sich auf ihrem Wege immer mehr und prallt fächerförmig gegen die Afrikanische Westküste, durch welche sie zum Theile nach Norden, zum größeren Theile aber nach Süden abzubiegen gezwungen wird. Der südliche Zweig führt von da an den Namen „Guinea-Strömung“.

Die Äquatorial-Gegenströmung ist im vollsten Sinne eine warme Strömung, indem in derselben Theile der bereits in West erwärmt angelangten Gewässer der Äquatorial-Ströme unter dem Einflusse der Tropenzone verbleibend, ihren Rücklauf nach Osten vollführen. Die longitudinalen wie latitudinalen Grenzen dieser Wasserbewegung ändern sich mit den Jahreszeiten. Nachstehende Tabelle gibt den Ursprung der Strömung und ihre Ausdehnung im Sinne der geographischen Breite in 20° West-Länge für jeden Monat des Jahres.[1]

Monat	Anfang der Strömung	Breitenausdehnung in 20° W.
Jänner	28° W. 6° N.	3° bis 7° N.
Februar	25 „ 2 „	2 „ 5 „
März	27 „ 8 „	2 „ 8 „
April	26 „ 6 „	2 „ 8 „

[1] Nach den „Currents and surface temperatures of the North Atlantic Ocean“, tritt die Tendenz der nordwestlichen Stromrichtung beiläufig in der Länge von 25° W. ein. Die Strömung erreicht 6° bis 7° N. Br. und hält ungefähr diese Grenze, bis sie an der Küste Brasiliens ankommt. Nahe dem Äquator beträgt die mittlere Geschwindigkeit weniger als 24 Meilen in 24 Stunden und wird noch geringer, so wie die geographische Breite wächst. In 5° N. Br. bleibt sie unter 18 Meilen. Auf beiläufig 300 Meilen von der Küste Brasiliens und Guyanas wird die Richtung der Strömung durch die Formation des Landes beeinflusst. Die Geschwindigkeit ist seewärts von der Brasilianischen Küste 37 bis 62, von jener Guyanas 31 bis 24 Meilen. Die Verbindung mit der Nördlichen Äquatorial-Strömung erfolgt in 50° W. Lg. (in manchen Monaten aber viel östlicher).

[1] Currents and surface temperatures of the North Atlantic Ocean, p. 25.

Monat	Anfang der Strömung	Breitenausdehnung in 20° W.
Mai	37° W. 4° N.	2° W. 7° N.
Juni	31 „ 5 „	3 „ 8 „
Juli	42 „ 6 „	4 „ 11 „
August	45 „ 7 „	3 „ 12 „
September	37 „ 8 „	3 „ 10 „
October	50 „ 7 „	3 „ 10 „
November	32 „ 8 „	3 „ 9 „
December	47 „ 6 „	4 „ 10 „[1]

Die Stromstärke beträgt etwa 15 bis 27 Meilen, jedoch wurde bei 7 und 8° N. Br. westlich des 25. Längengrades die Geschwindigkeit manchmal bis zu 68 Seemeilen im Tag beobachtet. Bei 20° W. Lg. ist die Geschwindigkeit geringer, und die Richtung unsteter. Gegen die Küste von Afrika herankommend, beträgt dieselbe (in 4 bis 7° N. Br.) im Mittel 16 Meilen. Bei „Sierra Leone“ wendet sich die Strömung zum Theil nordwärts, anderseits dehnt sie sich südwärts zeitweise bis 2° N. Br. aus. Die zwischen 3 und 5° N. Br. in den Golf von Guinea tretenden Gewässer bilden die Guinea-Strömung, deren Geschwindigkeit, durch die Einengung zwischen der Südlichen Äquatorial-Strömung und der Küste, sich mehr und mehr (bis 24 Meilen) erhöht. Östlich vom Cap Palmas erweitert sich in Folge der Formation der Elfenbein-Küste das Stromgebiet, die Geschwindigkeit vermindert sich auf 21 Meilen, erreicht aber bei Cap Three Pointes wieder 24 Meilen. Im Golf von

[1] Nach den „Charts of meteorological data for 9 Ten-degree-squares“ (von 20° N. bis 10° S. Br. und 10 bis 40° W. Lg., 1876) ergeben sich mehrfache Abweichungen von obigen Angaben. Unter diesen dürften die Folgenden die bedeutendsten sein. Der Äquatorial-Gegenstrom entspringt nie so weit westlich. Die äußerste westliche Grenze der Strömung liegt zur Zeit ihrer größten Entwicklung, d. i. in den Monaten Juli, August und September, zwischen 30 und 35° W. Lg. Für den Monat August finden sich östliche Strömungen zwischen 35 und 40° W. Lg., desgleichen auch für October zwischen denselben Meridianen in beiläufig 4 bis 8° N. Br. verzeichnet, doch haben dieselben nur eine schwache Fortsetzung, und zwar im ersten

Benin tritt die Strömung in ein erweitertes Feld. Die Geschwindigkeit beträgt östlich vom ersten Meridian 20 bis 11 Meilen.[1]

Die Insel Annobon bleibt das ganze Jahr im Bereiche der kühleren Äquatorial-Strömung, die Insel St. Thomas, nahe dem Äquator gelegen, wird bei südlichem Sonnenstand von der Guinea-Strömung berührt: somit scheint diese den Gleicher nirgends zu überschreiten. Eine Gegenströmung macht sich bisweilen in 3° N. Br. und eine zweite in der Bucht von Benin unter der Küste fühlbar.

434. Auf der Nordseite der Äquatorial-Gegenströmung lauft die Nördliche Äquatorial-Strömung westwärts. Der Meridian 30° W. von Greenwich kann als östliche Grenze angenommen werden; die westliche findet sich an der Antillen-Kette und nördlich derselben zwischen 20 und 30° Nord-Breite in ca. 63° W. Lg. Als mittlere südliche Grenze dieser West-Strömung kann 8° N. Br. gelten. Von da bis 20° N. Br. hat die Strömung einen stetigen Charakter mit einer Geschwindigkeit von 12 bis 24 Meilen per Tag. Von 20° weiter gegen Norden wird dieselbe in dem Maße als die Breite wächst, schwächer und mehr und mehr unregelmäßig. Immerhin lassen sich ihre letzten Spuren noch bis an die Grenze des nach NO und O laufenden Florida-Stromes und bis über 30° N. Br. hinaus verfolgen.[2]

435. Zwischen 65° W. Lg. und 36° N. Br. einerseits und den Bahamas ergibt sich längs dem Ostrande des Florida-Stromes eine Strömung nach SW und S mit einer Geschwindigkeit von 12 Meilen. und in ungefähr 28° N. Br. und eine Strömung nach SO längs des Randes der Bahama-Bänke. Diese südöstliche Strömung ist wahrscheinlich periodisch. Die Geschwindigkeit dieser Strömung übersteigt nicht 15 Meilen per Tag. Ungefähr in 64° W. Lg. wurde eine nordwärts setzende schwache Strömung zwischen 20 bis 27° N. Br. beobachtet.[3]

Fall in 8 bis 10° N. Br., im letzteren in 4 bis 6° N. Br. zwischen 35 und 30° W. Lg.: erst östlich von 30° W. Lg. in 6 bis 10° N. Br. treten sie stärker auf. Für den December ist eine östliche Strömung zwischen 40 bis 35° W. Lg. und 6 bis 8° N. Br. eingetragen, doch wird sie bis zum 25. Meridian durch westliche Strömungen unterbrochen und erst östlich der eben genannten Länge erscheinen in 4 bis 6° N. Br. wieder nach Ost gerichtete Strömungen. Für Februar ist der Anfang der Strömung nicht in 2°, sondern in 6 bis 11° N. Br. angegeben.

Aus diesen Differenzen lässt sich folgern, dass die Begrenzung und der Verlauf der Äquatorial-Gegenströmung sehr variabler Natur ist.

[1] Currents and surface temperatures of the North Atlant. Ocean.

[2] Currents and surface temperatures of the North Atlant. Ocean.

[3] Currents and surface temperatures of the North Atlant. Ocean.

436. Die in ca. 55° W. Lg. schon vereinigte Südliche und Nördliche Äquatorial-Strömung prallt, gegen Westen fortschreitend, auf die Kleinen Antillen. Der größere Theil des Wassers bricht in das Caraibische Meer durch und bewegt sich dort weiter; ein namhafter Zweig wird aber nach Nordwesten abgedrängt und lauft auf der Ostseite der Großen Antillen als „Antillen-Strömung"[1] nordwestlich, um später den Florida-Strom zu verstärken.

437. Die Geschwindigkeit der Caraiben-Strömung, — um zunächst diese weiter zu verfolgen — schwankt nach Labrosse beim Eintritt in das genannte Meer, bei Trinidad, Margarita und Curaçao, zwischen 24 und 72 Meilen, weiter nördlich zwischen 8 und 30, und im centralen Theile des Meeres von 12 bis 60 Meilen. Bei 80° Länge wird die Stromrichtung eine nordwestliche, die Geschwindigkeit wechselt zwischen 12 und 43 Meilen und nimmt bis 14 und 62 Meilen per Tag zu, so wie sich die Strömung der Enge zwischen Cuba und Yucatan nähert.[2]

Aus der Bucht von Honduras, sowie längs der Küste von Cap Gracias a Dios bis Cartagena lauft innerhalb beiläufig 40 bis 50 Meilen vom Lande eine Gegenströmung ost- und südwärts, je nach der Gestaltung des Küstenrandes. Durch die Enge zwischen Yucatan und Cuba tritt, ältern Angaben gemäß, einerseits eine Strömung nach NO mit 14 bis 31 Meilen Geschwindigkeit, welche dann nach ONO in N von Cuba abbiegt, und eine Geschwindigkeit von 20 bis 72 Meilen erreicht, anderseits eine Strömung nach NW in den Mexicanischen Golf. Diese letztere Strömung umkreist den Golf von Mexico, indem sie von NW nach W sich wendet und dem Laufe der Küste folgt. Ihre Geschwindigkeit, anfangs 20 bis 60 Meilen, nimmt allmählig ab, beträgt in der Höhe des Rio del Norte nur mehr 12 bis 14 Meilen, wächst aber alsdann wieder,

---

[1] Diese Strömung wurde vom dänischen Admiralen Irminger mit Aimés Strömungsmesser noch in 500 Faden (915 M.) nachgewiesen, und außerdem auch aus den Meeres-Temperatur-Messungen erkannt. — Krümmel: „Die äquatorialen Meeresströmungen".

[2] Nach den englischen Angaben in den „Currents and surface temperatures of the North Atlantic Ocean, 1872", ist die Geschwindigkeit der Strömung beim Eintritt in das Caraibische Meer 37 bis 46 Meilen, u. zw. nördlich von Trinidad. Dieselbe nimmt jedoch mit der Breite ab und ist in 17° N. nur mehr 12 Meilen per Tag. Die mittlere Geschwindigkeit der Westströmung beträgt ungefähr 20 Meilen; jene der Yucatan-Strömung ist 34 Meilen, wächst aber bei dem weitern Verlauf nach NWzN, in den Golf von Mexico bis 41 Meilen. Ein NO-Zweig der Strömung vom Cap St. Antonio nach der Nordküste von Cuba laufend, wird nicht anerkannt. Hingegen wird eine zeitweise Gegenströmung vom Cap St. Antonio gegen die Insel Pinos constatirt.

und ist östlich der Mississippi-Mündung bei SO Curs 24 bis 36 Meilen in 24 Stunden. — Nach den neuesten Untersuchungen der Amerikaner auf dem V. St. Dampfer „Blake", herrscht im Caraibischen Meere eine kreisende Bewegung der Gewässer, wie selbe für den Mexicanischen Golf angenommen wird, während in dem letzteren das Wasser, welches von S durch den Yucatan-Pass eintritt, sich einfach staut. Der Mexicanische Golf bildet so eine Art Reservoir für den Florida-Strom, welcher südlich der Mississippi-Mündung entsteht.

438. Florida-Strom. (Golf-Strom.) Diese Strömung, welche den Namen „Florida-Strömung" erhalten hatte (später und gegenwärtig gewöhnlich „Golf-Strom" genannt wird, und der bekannteste und großartigste aller Meeresströme ist), bricht aus der Florida-Straße hervor, fließt längs der Amerikanischen Küste bis Cap Hatteras, und wendet dann, den Südrand der Neu-Fundland-Bank berührend, nach Osten gegen die Azoren. Bis hierher (das ist bis zu 40° W. Lg.) gebraucht Petermann zur Bezeichnung des Stromes den alten Namen „Florida-Strom", während er zu Gunsten einer schärfern Begrenzung des Wortes Golf-Strom, welches in mannigfachem Sinne gebraucht wird, nur für die nordöstliche Fortsetzung desselben den Namen „Golf-Strom" anwendet. — Die Gründe, welche hiefür vorgebracht werden, sind Nachstehende:

Die Bezeichnung „Golf-Strom" für die Bewegung der Gewässer von der Florida-Straße bis zum Nord-Cap und weiter, zu gebrauchen, erscheint unpassend, weil der aus der engen Florida-Straße tretende Strom nicht die hinreichende Wassermasse enthält, um allein eine so weit und tief greifende Strömung, wie die eben erwähnte, zu erzeugen. Nach Findlay würde alles durch die Bimini-Enge ausströmende Wasser, wenn es im Nordatlantischen Becken über die vom Golf-Strom eingenommene Fläche ausgebreitet würde, höchstens eine Wasserschicht von 15·25 Centimeter Dicke liefern. Zudem haben die Untersuchungen des Challenger gezeigt, dass der Florida-Strom nur eine Tiefe von etwa 100 Faden (183 M.) habe, und auf dem Meridian von Halifax ein Delta bilde.[1]

Die oben angeführte NO-Strömung, der „Golf-Strom" Petermanns, zwischen beiläufig 40° W. Lg. und Europa mag daher außer dem Florida-Strom in der Antillen-Strömung, deren Wassermassen zwar kühler als jene des Florida-Stromes, doch wärmer als die der benachbarten Ocean-Gewässer, langsamer als der erstgenannte Strom und in der Tiefe nach

[1] G. Leipoldt: O. Peschels „Physische Erdkunde".

Nordosten ziehen, eine weitere Ursache haben. Überdies ist zu erwägen, dass die in Rede stehende, weit ausgedehnte östliche Strömung im Bereiche der vorherrschend westlichen Winde liegt.[1] — In den folgenden Darstellungen wird nach Petermann die Benennung „Florida-Strom" für jenen Theil gebraucht, welcher zwischen den Engen Floridas und 40° W. Lg. liegt, während für den weitern Lauf die Bezeichnung „Golf-Strom" oder „Nordatlantische Strömung" angewendet wird.[2]

439. Der Florida-Strom nimmt seinen Anfang schon südlich der Mississippi-Mündung, umkreist die Südspitze Floridas und ergießt sich durch die Enge von Bimini in den Nordatlantischen Ocean, in welchem er seinen Weg nordwärts fortsetzt. In der genannten Enge erreicht er bei seiner geringsten Breite, einerseits durch die Uferränder, anderseits durch die unterseeische Erhebung des Bodens, (den Riegel von Bimini) eingeengt, seine größte Geschwindigkeit. Diese ist am südlichen Eingang der Florida-Straße $2^1/_2$ bis 4 Seemeilen, in der Enge von Bimini (im August) auch 5 Seemeilen in der Stunde. Als mittlere Strom-Geschwindigkeit in der Florida-Straße und von dieser bis 30° N. Br. kann man 48 Meilen in 24 Stunden annehmen. Von da nordwärts nimmt die Geschwindigkeit ab, während anderseits der Strom sich verbreitert und seichter wird. Der Strom hat in der Enge von Bimini bei 32 Meilen Breite, kaum 200 Faden (366 M.) Tiefe. Auf der Höhe von Cap Hatteras beträgt die Breite schon 75 Meilen, die Tiefe aber kaum mehr als 100 Faden (183 M.) Die Strömung greift übrigens an der rechten Seite tiefer ein, als an der linken, wo längs der Amerikanischen Küste das kalte Wasser einer Polar-Strömung sich zwischen das Land und den Golf-Strom drängt.[3]

440. Nach den „Currents and surface temperatures of the North Atlantic Ocean" ist die mittlere Geschwindigkeit des Florida-Stromes von 30 bis 32 oder 33° N. Br. 40 Meilen, von 33 bis 38° N. Br. bei nordöstlichem Curs 48 bis 43 Meilen. Der Strom ist stärker gegen die Land-

---

[1] Siehe „Ursachen der Meeresströmungen".

[2] Dr. Hann (Allgemeine Erdkunde) und andere Autoren gebrauchen statt der Bezeichnungen „Florida-Strom" und „Golf-Strom" die Namen „Golf-Strom" und „Golf-Stromdrift".

[3] Bei Florida liegt die Isotherme 10° an der linken Seite des Stromes in 150 Faden (274 M.), an der rechten Seite in 260 Faden (476 M.) Tiefe. — Dr. Hann, Dr. Hochstetter und Dr. Pokorny (Allgemeine Erdkunde).

Vgl. über die Temp. und neuesten Untersuch. d. Amerikaner die Annal. d. Hyd. 1882. XI, XII etc.

seite, wo er der kalten Gegenströmung begegnet, schwächer an der Seeseite, wo er in der westlichen Drift ein geringeres Hindernis findet, und seine Geschwindigkeit bis 20 und 10 Meilen per Tag sinkt. In 70° W. Lg. hat der Strom zwischen 36 bis 38° N. Br. eine Ausdehnung von 120 Meilen, und setzt im weitern Verlauf mehr und mehr nach ost-nordöstlicher Richtung. Der Hauptstamm scheint sich in 60° W. Lg. nördlich des 40. Breitengrades zu halten. Hier ist zwischen 70 und 60° W. Lg. die Geschwindigkeit noch 37 bis 27 Meilen in 24 Stunden. Der Südrand des Stromes kann bis 45° W. Lg. in beiläufig 38° N. Br. verfolgt werden, doch ist die Geschwindigkeit in diesem Gebiete schon gering, und die Richtung veränderlich.

441. Es ward bereits vorhin bemerkt, dass der Florida-Strom an der Landseite schneller laufe, als an der Seeseite; es muss hier noch beigefügt werden, dass die Seefahrer auch sonst die Wahrnehmung gemacht haben, dass die Gewässer des Stromes keineswegs gleichmäßig schnell in Masse vorgehen, sondern vielmehr nur strichweise sehr schnell fließen. Außerordentlich groß ist die Einwirkung des Windes auf die Geschwindigkeit des Florida-Stromes. Im Detail scheint dieser Umstand wohl noch nicht genau genug untersucht worden zu sein, doch weiß man im allgemeinen, dass er sich, wenn im Golf von Mexico Nordwinde oder im Ocean Ostwinde lange wehten, mit vermehrter Geschwindigkeit bewegt, dass er dagegen bei anhaltenden Westwinden langsamer fließt. Zuweilen hat man ihn selbst in der Straße von Florida, — auf der Oberfläche wenigstens — nur ganz schwach strömend gefunden. Die Geschwindigkeit der Strömung ändert sich ferners nach den Jahreszeiten, sie ist am größten zur Zeit der Sommer-Sonnenwende.

442. Sowie unter dem Einfluss der Winde und je nach der Jahreszeit die Geschwindigkeit des Stromes Änderungen erleidet, so findet auch unter dem Einfluss der Winde und je nach der Jahreszeit eine Verschiebung der äußeren Grenzen des Stromes statt. Wenn lange Zeit Ostwinde geweht haben, kommt es vor, dass der zwischen dem Florida-Strom und der Nordamerikanischen Küste südwärts laufende kalte Gegenstrom stellenweise vom Florida-Strom verdeckt wird, indem dieser — so zu sagen aus seinen Ufern tritt, und den kalten Küstenstrom mit warmem Wasser überschwemmt. Wenn lange Zeit Westwinde geherrscht haben, geschieht das umgekehrte, die kalten Wasser des Küstenstromes scheinen sich auszubreiten und die warmen Wasser des Florida-Stromes sich zurück zu ziehen. Im Winter wird der kalte Küstenstrom, der zu dieser Zeit mehr Zufuhr kalten Wassers aus dem Norden erhält, breiter; im Sommer, wo der Florida-Strom mehr warmes Wasser aus dem

erhitzten Golf von Mexico empfängt, und wo seine warmen Adern gleichsam anschwellen, findet wieder das umgekehrte statt.[1]

Diese Verschiebungen der äußeren Grenzen sind aber wohl nur als Vorgänge auf der Oberfläche, nur als Austretungen oder Überflutungen des warmen oder kalten Wassers zu betrachten; in größeren Tiefen dürften bei Ost- wie bei West-Winden, im Winter wie im Sommer sich die Verhältnisse und Abgrenzungen beider Strömungen nahezu gleich bleiben.

443. Die Temperaturen der Gewässer des Florida-Stromes charakterisiren ihn als einen der hervorragendsten warmen Meeresströme. Die Oberflächen-Temperaturen des Florida-Stromes sind im März am niedrigsten, im September am höchsten. Im März beobachtet man von der Enge von Bimini bis zur Breite von Tallahassee (Hauptort der Halbinsel Florida) 25° C., in der Breite von Cap Hatteras 23° C. und in 40° N. Br. und 60° W. Lg. 19° C. Im September hingegen steigt die Temperatur in den Bimini-Engen auf 30° C., in der Breite von Cap Hatteras auf 29° C. und in 40° N. Br. und 60° W. Lg. auf 26° C.[2]

Labrosse gibt folgende Temperaturen je nach der Jahreszeit an:

Ort	Winter C°	Frühjahr C°	Sommer C°	Herbst C°
Florida-Straße	25°	25°5	28°3	27°8
In der Höhe von Charleston .	23·9	25	27·8	27·2
In der Höhe vom Cap Hatteras	22·2	22·8	26·7	24·4
In SO der Bänke von Nantuket	19·4	20	26·7	22·2
In S von Neu-Schottland . . .	16·7	19·4	25·5	20·5

Da das Wasser des Florida-Stromes in Folge seiner hohen Temperatur minder dicht ist, als das des benachbarten Oceans, so erhält es

[1] Kohl: „Geschichte des Golf Stromes". — Nach Petermann ist der Stoß, weichen der Florida-Strom bei Neu-Fundland durch den Arktischen Strom erleidet, im Winter weniger kräftig, als im Sommer, da im Winter das Polareis an den Arktischen Küsten und Inseln sich mehr oder weniger festsetzt, während es im Sommer nach Süden treibt.

[2] G. Leipoldt: O. Peschels Phys. Erdkunde. — Die Temperatur des Meerwassers an der Oberfläche im Mexicanischen Golfe beträgt nach Labrosse: Im Winter 22°8, im Frühjahr 25°, im Sommer 28°3 und im Herbst 26°7 C.

sich dadurch an der Oberfläche, ja erhebt sich sogar nach Maurys Ausdruck dachförmig über das Niveau des Oceans, so dass in den Oberflächen-Schichten seitliche Strömungen erzeugt werden, und schwimmende Gegenstände, wie Treibholz, Früchte, Boote und dergleichen östlich oder westlich treiben, je nachdem sie auf dem östlichen oder westlichen Abhang des Florida-Stroms sich befinden. Natürlich gilt dies nur von dem südwestlichen Theile des Stromes, nicht von dem nordöstlichen; denn weiter nach Nordosten, wo sich der Florida-Strom weithin verbreitet, und ein förmliches Delta bildet, verliert er nach und nach die Energie der Bewegung, zugleich die scharfe Begrenzung und die dachförmige Wölbung.[1]

444. Der Florida - Strom bildet übrigens nicht eine einzige zusammenhängende und compacte Masse gleichmäßig durchwärmten Wassers. Im Norden des Riffs von Bimini beginnt bereits seine Theilung in Nebenzweige. Diese sind anfangs schmal und schwach, mit geringen Temperatur-Unterschieden; je weiter aber der Strom im Ocean vorschreitet, desto schärfer tritt seine Zersplitterung hervor. In der Gegend von Neu-England werden die kalten Bänder oder Streifen innerhalb des Florida-Stromes, wie dieser selbst, sehr breit, zugleich nehmen die Temperatur-Contraste wieder ab. Wenn man von den Vorgebirgen Virginiens ausgeht und ostwärts quer den Florida-Strom durchschneidet, so kommt man zuerst durch den überall vorhandenen kalten, südwärts gerichteten Küstenstrom und findet dann in einem Abstande von ungefähr 50 Meilen mitten im kalten Wasser den ersten warmen Streifen, das „erste innere warme Band“. Es ist etwa 15 Meilen breit, und scheint sich nordwärts zu spalten. Nach Durchschneidung dieses Streifens kommt man wieder in circa 20 Meilen breites kaltes Wasser, das „erste innere kalte Band“. Nach diesem trifft man, ostwärts weiter gehend, auf einen zweiten sehr warmen und sehr breiten Streifen. Derselbe ist 30 bis 40 Meilen breit, die Temperatur ist höher und das warme Wasser reicht tiefer als in allen übrigen warmen Bändern; er fließt schneller und contrastirt mit dem kalten Wasser im Westen — der „Kalten Mauer“ (cold wall) — in einer scharfen und sehr bestimmt gezeichneten Weise. Dieser Streifen wird als der eigentliche Hauptstrom — die Axe oder der Hauptstamm — des Florida-Stromes betrachtet.[2]

---

[1] G. Leipoldt: O. Peschels Phys. Erdkunde.

[2] In 40° N. Br. hat nach den Untersuchungen des Kapitän Nares der Hauptstamm des Florida-Stromes eine Breite von 60 Meilen bei einer Tiefe von 100 Faden (183 M.).

Ostwärts von demselben finden sich noch zwei kalte und zwei warme Streifen, welche man als das „erste und zweite äußere kalte Band". und das „erste und zweite äußere warme Band" bezeichnet. In einem Abstande von 300 bis 350 Meilen von der Küste Virginiens geben die amerikanischen Karten die Grenzen des beobachteten warmen Wassers an. Unmittelbar an der Oberfläche des Meeres und in geringer Tiefe sind die Temperatur-Contraste der verschiedenen Bänder nicht sehr groß, dieselben treten aber in Tiefen von 37 und 55 Meter (20 und 30 Faden) und darüber schärfer und constant hervor. Die Untersuchungen haben ergeben, dass die warmen Bänder unterseeischen Bodenfurchen, die kalten unterseeischen Erhebungen entsprechen.[1]

445. Die warmen Wasser des Florida-Stromes zeichnen sich schließlich durch die dunkelblaue Färbung vor den sie begrenzenden Gewässern aus. Dies ist besonders auffallend, wenn man von der Amerikanischen Küste, also aus dem Bereiche der längs derselben laufenden kalten Strömung kommend, in den Golf-Strom gelangt. Nach Maury kann man oft an der Färbung des Wassers bemerken, wie sich der eine Theil eines Schiffes im Florida-Strom, der andere außerhalb desselben befindet. Dieser Unterschied in der Farbe des Wassers wird vornehmlich im südwestlichen Theile des Stromes hervortreten, weiter nordwärts aber dürfte derselbe mehr und mehr verschwinden, oder doch seltener vorkommen.

Die Luft-Regionen über dem Florida-Strom zeichnen sich durch hohe Temperaturen und durch unbeständiges, häufig stürmisches Wetter aus. Bei heftigen südwestlichen Winden ist die Luft selbst im Winter heiß, während jenseits der östlichen oder nördlichen Grenzen des Stromes kaltes Wetter herrscht. Bei schlechtem Wetter ist der Seegang hoch, und die Schiffe arbeiten schwer. Im nördlichen Theil des Stromes sind dichte Nebel häufig.

Nordatlantische Ost-Strömung und ihre Zweige.

446. Südöstlich von Neu-Fundland bilden die Gewässer des Florida-Stromes vereint mit jenen der Antillen-Strömung, auf deren Rücken sich erstere theilweise bewegen mögen, die von Petermann mit „Golf-Strom" bezeichnete, durch ihre Ausdehnung und klimatische Wirksamkeit mächtige Ost-Strömung des Nordatlantischen Oceans. Von dieser scheiden sich alsbald Zweige nach Norden ab, deren einer in die Davis-Straße dringt, und die Westküste Grönlands bis

[1] Kohl „Geschichte des Golf-Stromes".

zum Smith-Sund erwärmt. Die Geschwindigkeit der Nordatlantischen Strömung ist nach Labrosse in beiläufig 40° W. Lg. 10 bis 48 Meilen in 24 Stunden; dieselbe nimmt bis gegen 25° W. Lg. ab, während die Strömung auf ihrem Wege nach Osten sich mehr und mehr fächerförmig ausbreitet, und beiläufig in 30° W. Lg. in zwei große Arme spaltet. Der bedeutendere derselben ergießt sich zwischen Island einerseits, den Schottischen Inseln und Norwegen anderseits in das Nördliche Eismeer. Der andere trifft die Westküste der Iberischen Halbinsel, wendet sich hierauf, als Nordafrikanische Strömung nach Süden und tritt bei den Capverdischen Inseln in die Äquatorial-Strömung ein. Auf diese Weise schließt sich der Ring von Strömungen, welche im Süden beständig von Ost nach West, im Norden von West nach Ost ziehen. Mitten in demselben liegt das sogenannte Sargasso-Meer, welches, ungeheuren oceanischen Wiesen vergleichbar, weithin mit Seepflanzen bedeckt ist.

447. Um nun zur nähern Betrachtung der beiden eben erwähnten Arme der großen Nordatlantischen Ost-Strömung überzugehen, und mit dem südwärts gerichteten Stromzweig zu beginnen, so ist die allgemeine Bewegung der Gewässer in Nord einer Linie, welche die Azoren[1] mit Madeira, und Madeira mit der Afrikanischen Küste in 28° N. Br. verbindet, eine südöstliche. Die Geschwindigkeit beträgt 3 bis 12 Meilen per Tag und ist am größten zwischen 10 bis 15° W. Lg. Ein Zweig dieser Strömung tritt als ständiger östlicher Strom durch die Straße von Gibraltar ins Mittelmeer. Der Hauptstrom wendet sich in Süd von Madeira zwischen der Afrikanischen Küste und 20° West zuerst nach S und dann nach SSW mit Geschwindigkeiten, welche von 3 bis 13 Meilen in 24 Stunden schwanken.[2]

Die Stromrichtungen ändern zwischen 30 bis 10° N. Br. von SSW zu SW und W je weiter man, von der Afrikanischen Küste ausgehend, nach West gelangt.

---

[1] Bezüglich der Strömungen bei den Azoren dürfte zu bemerken sein, dass kalte Gewässer, die südliche Fortsetzung der Labrador-Strömung, hier zu Tage treten. „Westlich der Azoren bilden sie eine mächtige Strömung von mehr denn 100 Meilen Breite. Ein Theil bewegt sich wahrscheinlich längs dem westlichen Abhang des Plateaus, während ein anderer Theil über das Plateau, und zwar in der Richtung nach SO sich ergießt, einen Theil der Gewässer der warmen Strömungen mit sich reißend, und so jene Mischung von kaltem und warmem Wasser bildend, welche man zwischen den Azoren und Madeira findet und welche außerhalb der Canaren- und der Capverdischen Inseln hinablauft.“ (Thalassa.)

[2] Currents and surface temperatures of the North Atlant. Ocean.

In ungefähr 25° W. Lg. erfolgt der Anschluss an die Nördliche Äquatorial-Strömung. Es scheint, dass nur eine geringe Vermischung der Gewässer der Nordafrikanischen Strömung mit jenen der Guinea-Strömung stattfindet. Im Gegentheil dürfte der bei Sierra Leone nach Nord abgedrängte Zweig der Äquatorial-Gegenströmung mit der bei 10° N. Br. abbiegenden Nordafrikanischen Strömung in die Nördliche Äquatorial-Strömung übergehen. An der Afrikanischen Küste zwischen 10 bis 17° N. Br. geht übrigens eine Küsten-Strömung bald nordwärts, bald, und zwar öfter, südwärts: die Wechsel der Winde bestimmen hier die Strömungen.[1]

448. Der nach NO gehende Zweig der Nordatlantischen Ost-Strömung — der Golf-Strom — begegnet im hohen Norden der Arktischen Strömung, welche ihn an zwei Stellen zu durchbrechen sucht. Im Westen von Island wird er hiedurch aus seiner Richtung abgedrängt, bei der Bären-Insel (südlich von Spitzbergen) kommt die Arktische Strömung aus NO entgegen, fließt stellenweise über die Gewässer des Golf-Stroms und spaltet diesen in mehrere Theile, von denen einer die Westküsten von Spitzbergen bespült und bis etwa 82° N. Br. reicht. Der Hauptarm zieht aber am Nord-Cap vorüber, sendet einen Zweig durch die Karische Straße in die Kara-See, umflutet mit dem andern die Westküsten von Nowaja-Semlja und setzt seinen Weg bis Neu-Sibirien fort. So hoch nach Norden und so weit nach Osten ist der Golf-Strom aber nur im Sommer nachweisbar, im Winter scheint diese Strömung einerseits Spitzbergen nicht zu erreichen, während sich anderseits ihre östlichen Spuren zwischen dem Nord-Cap und Nowaja-Semlja verwischen.

449. Der Golf-Strom ist durch die relativ hohe Temperatur seiner Gewässer der Wohlthäter jener Küsten, welche er auf seinem Laufe berührt. An den Nordwestküsten Europas ist die Temperatur des Meeres im Winter überall höher, als jene der Luft. Selbst unter Breiten, in welchen die arktische Nacht während des ganzen Januars nicht weicht, und in Gegenden Asiens und Amerikas, in denen die Kälte das Quecksilber gefrieren macht, hat das Meer noch eine Temperatur von mehr als 3° C. (bei Fruholm 73° N. Br.). Durch zahlreiche neuere Temperatur-Messungen, besonders durch jene an Bord der Porcupine ausgeführten, ward mit Sicherheit erwiesen, dass der Golf-Strom zwischen Island und Spanien und ebenso unweit des Felsens Rockall (westlich der Hebriden) noch eine Mächtigkeit von 1646 Meter (900 Faden) besitzt. Zwischen den Far-Öer- und Shetland-Inseln beträgt dieselbe noch 366 Meter

[1] Currents and surface temperatures of the North Atlant. Ocean.

(200 Faden). Weyprecht und Payer fanden in der nordöstlichen Erstreckung des Golf-Stromes (in $72^1/_2$° N. Br.) die Schicht warmen Wassers bis zu 91 Meter (50 Faden), und selbst in 77° N. Br. noch bis zu 15 Meter (8 Faden) Tiefe reichend.

Nach den Berechnungen Crolls bringt der Golf-Strom dem Norden mehr Wärme zu, als durch sämmtliche warme Windströmungen dem Nord- und Süd-Polargebiet zugeführt wird. Wie bedeutend die vom Golf-Strom bewegte warme Wassermasse ist, geht auch daraus hervor, dass die Küsten Europas stets von Eisbergen frei bleiben, während solche an der Ostküste der Vereinigten Staaten, hie und da sogar den 36. Breitengrad (also der Lage von Malta und Gibraltar entsprechend) erreichen. Dem Einfluss des Golf-Stromes ist es wohl auch zuzuschreiben, dass im Sommer das Karische Meer eisfrei wird; und wenn es nördlich von Sibirien — der kältesten Region der Erde — in jedem Jahr und im Winter wie im Sommer ein im wesentlichen eisfreies Meer geben sollte, so ist wohl auch dies darauf zurückzuführen, dass die in Rede stehende Strömung ihren wärmenden Einfluss bis in jene Regionen ausdehnt.

Der Golf-Strom hat aber nicht nur durch die ihm eigenen Temperatur-Verhältnisse seinen Lauf und seine Grenzen markirt, er hat auch andere Zeugen mit sich nach dem hohen Norden geführt, und sie dort ans Ufer gesetzt. An den West- und Nordküsten von Island, an den Küsten von Norwegen hat er amerikanische Pflanzen angeschwemmt, ja selbt an dem Strande von Spitzbergen hat er ein Zeugnis seiner Anwesenheit und Herkunft hinterlassen. Torell fand bei Shvalpoint — dem westlichen Cap des Nordost-Landes, unter den Treib-Producten eine wohlerhaltene westindische Hülsenfrucht (*Entada gigalobium*).[1]

450. Ehe zur Besprechung der Arktischen Strömungen übergegangen wird, bis an deren Grenze der Golf-Strom verfolgt worden ist, gilt es noch einer kleinen Strömung zu erwähnen, welche den direct nach Ost gerichteten Ausläufer des Golf-Stromes darstellen dürfte, nämlich: die Strömung des Golfes von Biscaya, die „Rennel-Strömung". Diese hat längs der Nordspanischen Küste mit einer Geschwindigkeit von 24 Meilen per Tag laufend, eine Ostrichtung, und erhebt sich dann an der Küste Frankreichs nordwestwärts gegen den Britischen Canal, wobei sich die Geschwindigkeit auf beiläufig 10 Meilen im Tag vermindert.

---

[1] G. Leipoldt: O. Peschels Phys. Erdkunde.

Arktische Ströme.

451. **Der Erguss der Arktischen Gewässer** ins Atlantische Meer erfolgt von zwei Seiten. Die eine Strömung, welche mit westlichem Curs aus dem Eismeere nördlich von Sibirien kommt, sucht mit dem einen Theil bei der Bären-Insel in den Golf-Strom einzubrechen und Spitzbergen auf der Westseite zu umfassen. Der andere Theil dieser Arktischen Gewässer dringt zwischen Spitzbergen und Grönland längs der letzteren Küste, als „Ostgrönländische Strömung" bis zum Cap Farewell vor, wo ein Theil des Wassers nach der Davis-Straße abzweigt und ein anderer untertauchen dürfte, um sich als Unterstrom weiter zu bewegen. Die Geschwindigkeit dieser Strömung ist an der Ostküste Grönlands 10 bis 15 Meilen, beim Cap Farewell 10 bis 18 Meilen per Tag.

Dass die Westströmung an der Nordseite von Spitzbergen thatsächlich aus dem Sibirischen Eismeere stamme, erweist sich durch den Umstand, dass an der NO-Seite dieser Inseln Treibholz sibirischen Ursprungs vorgefunden wurde.[1]

452. Die zweite Arktische Strömung, welche sich in den Atlantischen Ocean ergießt, kommt aus der Baffin-Bai und tritt als „Labrador-Strömung" in den genannten Ocean. Dieselbe dehnt sich von der Küste Labradors bis zu 90 oder 120 Meilen von der Westküste Grönlands aus; ihre Richtung ist in 59° N. Br. SSO, ihre Geschwindigkeit 8 bis 24 Meilen; in 56° N. Br. wird die Richtung SO bei einer Geschwindigkeit von 10 bis 36 Meilen; in 49° N. Br. zwischen Neu-Fundland und 41° W. Lg. ist die Stromrichtung S und beträgt die Geschwindigkeit 8 bis 20 Meilen. Die Temperatur der Gewässer dieser Strömung ist sehr tief.

Durch die Enge von Belle Isle tritt ein Zweig der in Rede stehenden Strömung in den Golf von St. Lorenz; die Geschwindigkeit derselben ist 12 bis 48 Meilen, bei seinem Austritt zwischen der Insel Cap Breton und Neu-Fundland, ungefähr 12 Meilen in 24 Stunden. Die hier mündenden Gewässer vereinigen sich mit jenen, welche in Ost Neu-Fundland umkreisen. Nach Süd vordringend, treffen dieselben auf den Florida-Strom, und nehmen zum Theil die Richtung nach SW und W an, zum Theil sinken sie unter den Florida-Strom und setzen ihren Weg südwärts fort, wie schwimmende Eisberge dargethan haben, welche sich querüber durch den letztern Strom südwärts bewegten.

---

[1] G. Leipoldt: O. Peschels Phys. Erdkunde.

Der nach SW gehende Zweig der Labrador-Strömung hat bei Cap Race eine Geschwindigkeit von 12 bis 48 Meilen; weiter ostwärts ist jedoch die Geschwindigkeit geringer. In S von Neu-Fundland und nahe der Küste lauft diese Strömung mit 12, weiter südwärts mit 10 bis 36 Meilen Geschwindigkeit in 24 Stunden nach Westen. An der Küste von Neu-Schottland ist die Richtung SW, die Geschwindigkeit 12 bis 24 Meilen. In Süd von Cap Sable und auf der Höhe von Cap Cod ist die Richtung S, die Geschwindigkeit 10 bis 20 Meilen. Zwischen Cap Cod und Cap Hatteras folgt die Strömung den Biegungen der Küste mit einer täglichen Geschwindigkeit von 10 bis 15 Meilen; weiter südwärts macht sie sich nahe der Küste bis Florida fühlbar; ihre Geschwindigkeit schwankt ebenfalls zwischen 10 und 15 Meilen.

Die Temperatur der beschriebenen Strömung ist zwischen Neu-Fundland und Cap Hatteras besonders zu Anfang des Winters oft um 17° C. niedriger, als jene des Florida-Stromes; in den andern Jahreszeiten beträgt der Unterschied 8 bis 14° C. Die Gewässer dieser Strömung bilden die bei Beschreibung des Florida-Stromes erwähnte „Kalte Mauer" (cold wall).

Strömungen im Mittelmeere.[1]

453. In der Meerenge von Gibraltar lauft eine Strömung nach Ost, doch ist sie nur im centralen Theile des Canals constant, nahe den Küsten Spaniens und Maroccos machen sich entgegengesetzte Gezeiten-Strömungen geltend. Die Geschwindigkeit der constanten Ost-Strömung an der engsten Stelle ist 2 bis 3 Seemeilen in der Stunde, sie soll jedoch unter besonderen Umständen in derselben Zeit auch bis zu 5 Seemeilen sich erheben. Nach dem Austritt aus der Meerenge verbreitert sie sich. Sie ist an der Küste Spaniens bis Cap de Gata fühlbar. Im Mittelmeere werden die Strömungen im hohen Grade von den Winden beherrscht. Trotzdem lässt sich nach den bisherigen Forschungen ein Kreislauf erkennen.

Eine Strömung geht längs der ganzen Nordküste von Afrika nach Ost. Die westwärts rückkehrende Strömung an der Südküste von Frankreich und an der Ostküste von Spanien dürfte die Fortsetzung eines bei den unterseeischen Skerki-Bänken (in West von Sicilien) nach Nord abgelenkten Zweiges der eben erwähnten Ost-Strömung sein. An der Küste Syriens geht die Strömung nordwärts, an der Küste Klein-Asiens westwärts. Im Bereiche des Griechischen Archipelagus kommt

---

[1] Vornehmlich nach Admiral Smiths „Mediterranean".

eine Strömung von N her aus dem Schwarzen Meere. Im Adriatischen Meere ist eine Strömung nordwärts an der Ostküste und eine Strömung südwärts an der Westküste bemerkbar. Nach den zur Zeit des Hochsommers von den Professoren Luksch und Wolf ausgeführten Beobachtungen tritt die an der Ostküste nordwärts laufende Strömung an vier Stellen durch Abzweigungen quer über den Golf mit der an der Westküste südwärts gerichteten Strömung in Verbindung, nämlich: längs dem unterseeischen Rücken am Ausgang des Adriatischen Golfes, also noch im Jonischen Meere, in der Höhe der Inseln Meleda und Lagosta, dann bei Sansego und der Südspitze von Istrien, endlich am Nordrande des Adriatischen Meeres.

2. Die Strömungen des Südatlantischen Oceans.

Äquatorial-Ströme. — Ströme an den Küsten von Brasilien und Patagonien.

454. Um auch hier wieder mit der schon Eingangs theilweise besprochenen Äquatorial-Strömung zu beginnen, so lassen sich vom Ursprung der Strömung bis 25° W. Lg. nachstehende Geschwindigkeiten in Seemeilen anführen:

	25° W.	20° W.	16° W.	11° W.	6° W.	3° W.	0°	4° Ost
Von 0° bis 5° S. Br.	12—67	20—45	14—33	12—50	12—36	16—48	12—30	18—36
„ 5° „ 10° „ „	12—24	18	12—30	12—30	12	6—12	12—24	—

Zwischen 25 und 30° W. Lg. von der Linie bis 6° S. Br. wechselt die Geschwindigkeit der Strömung von 12 bis 51 Seemeilen. Die größten Geschwindigkeiten (24 bis 51 Meilen) findet man innerhalb dieser Meridiane zwischen 3° 30′ und 5° S. Br. Westlich vom 25. Meridian erfolgt eine Spaltung der Strömung. In Nord von 6° S. Br. hält die westliche Stromrichtung an; in Süd des erwähnten Parallels macht sich aber eine südwestliche Tendenz geltend. Zwischen dem Äquator und 5° S. Br. ist die Geschwindigkeit der westlichen Strömung:

in 30° 0′ W. Lg. . . . . 20 bis 48 Meilen
„ 32 30 „ „ . . . . 25 „ 40 „
„ 35 0 „ „ . . . . 20 „ 60 „

Vom letztern Meridian gegen Cap St. Roque zu wächst die Geschwindigkeit. Zwischen 37 und 38° W. Lg. und zwischen 0 bis 2° S. Br. lauft die Strömung nach WNW. Ihre Geschwindigkeit ist 10 bis

24 Meilen: zwischen 2 und 4° S. (bei gleicher Richtung) 20 bis 58 Meilen und nahe dem Lande ungefähr 30 Meilen. Zwischen der Linie und dem Lande ist die Geschwindigkeit der Strömung in 40° W. Lg. 25 bis 82 Meilen, in 42° W. geht die Strömung westwärts mit einer Geschwindigkeit von 18 bis 30 Meilen in 24 Stunden.

Wie bereits früher bemerkt, wendet sich, nach der in 25° W. Lg. erfolgten Spaltung der Äquatorial-Strömung der südliche Zweig unter dem 6. Breitengrade gegen WSW und SW. Die Geschwindigkeit desselben beträgt 12 bis 36 Meilen. — Innerhalb 60 bis 75 Meilen vom Lande bewegt sich, bei, ungefähr 12° S. Br. beginnend, längs der Küste eine Gegenströmung, in nord-nordöstlicher und nördlicher Richtung. Dieselbe umkreist das Cap St. Roque, um sich hierauf mit dem nordwestlichen Ausläufer der Südlichen Äquatorial-Strömung zu vereinigen. In der Gegend von Cap St. Roque wurden die größten Geschwindigkeiten dieser Strömung (20 bis 60 Meilen) in der Zeit vom März bis September beobachtet. In der Zeit vom October bis Februar schwankt die Geschwindigkeit zwischen 12 und 18 Meilen.

455. Der nach SW abbiegende Zweig der Äquatorial-Strömung führt für den weiteren Verlauf den Namen „Brasilianische Strömung“. Dieselbe erstreckt sich vom 6. oder 7. bis zum 30. Grade südlicher Breite bei einer mittlern Breitenausdehnung von 600 Meilen und in einer Entfernung vom Lande von 150 bis 750 Meilen. Stromrichtung und Geschwindigkeit sind für den weiteren Verlauf der Strömung aus nachstehender Tabelle zu entnehmen.

Breite S.	Stromrichtung	Strom-geschwindigkeit in See-Meilen	Anmerkung
10°	.	12 bis 24	
13	WSW.	12 „ 44	
15 bis 16	.	12 „ 66	
18	.	18 „ 30	
20	.	12 „ 18	
23	SSW.	circa 30	240 Meilen vom Lande.
23	W. und WSW.	12 bis 18	450—600 Meilen vom Lande.
25	SW.	18 „ 42	
25 bis 30	S. und SSW.	circa 12	

456. Unmittelbar an der Küste Brasiliens (bis auf beiläufig 150 Meilen vom Lande) gibt es zwischen ungefähr 12 und 23° S-Breite, je nach den herrschenden Winden, variable Strömungen. Von October bis Januar trifft man im allgemeinen nach SW gerichtete Strömungen mit Geschwindigkeiten von 25 bis 30 Meilen; von März bis September hingegen findet man nordwärts gerichtete Strömungen, welche im Juli ihre Maximal-Geschwindigkeit (48 Meilen) erreichen. Von Cap Frio bis zur Insel St. Catharina zeigt sich zuweilen eine Nordost-Strömung. Von der genannten Insel bis zum Cap Sta. Maria in Nord des la Plata ist die Strömung längs der Küste bis auf 150 Meilen vom Lande, bei überwiegenden NO-Winden, gewöhnlich eine südliche; bei SO-Winden werden die Gewässer gegen die Küste abgelenkt, und entsteht hoher Seegang.

In der Nähe der la Plata-Mündung wechseln die Strömungen mit den Winden, doch weiter seewärts bis etwa 38° W-Länge ward eine Strömung beobachtet, welche mit einer Geschwindigkeit von beiläufig einer Meile per Stunde nach Ost und ONO lauft.

An der Patagonischen Küste herrschen innerhalb beiläufig 20 Meilen vom Lande Gezeiten-Strömungen. In einem Abstande von 20 bis 50 Meilen von der Küste wechseln die Strömungen nach den herrschenden Winden. Im allgemeinen gilt die Annahme, dass ein schwacher Zweig der Brasilianischen Strömung der Ostküste Südamerikas bis zu dessen Südspitze folge, zwischen den Falkland-Inseln und Patagonien sich nach SO wende, und in die Antarktischen Meeresgebiete ergieße.[1]

Cap-Hoorn und Antarktische Strömungen.

457. Was die Cap-Hoorn-Strömungen betrifft, so gestaltet sich ihr Verlauf wie folgt: An der Westküste Patagoniens lauft eine Strömung nach SO; sie umkreist das Feuerland und tritt als Cap-Hoorn-Strömung ins Atlantische Meer, in welchem sie sich gegen NO wendet.

Die Stärke dieser Strömung ist veränderlich. Als mittlere Geschwindigkeiten mögen sich nachstehende darstellen:

---

[1] G. Leipoldt: O. Peschels Phys. Erdkunde.

Breite S.	Länge W.	Strom-richtung	Strom-geschwindigkeit in See-Meilen	Anmerkung
55° bis 60°	80° W.	SO. und OSO.	12 bis 24	
—	75 „	SO.	circa 12	circa 120 Meilen südlich von dem Cap Pilar.
55 bis 60°	75 „	Östlich	18 bis 24	
58°	70° und 71° W.	O.	circa 30	
—	69 bis 68 „	O.	24 bis 30	Südlich vom Cap Hoorn.
—	—	NO. und NNO.	circa 30	In SO u. O vom Cap Hoorn.
—	—	NO.	„ 24	Zwischen Cap Hoorn u. Staaten-Land nahe der Küste.

Ein Theil der Gewässer passirt nach Dublirung von Staaten-Land in Süd der Falkland-Inseln mit ONO-Curs und wendet sich in Ost dieser Inseln, zwischen diesen und 50° W-Länge nach NO mit einer Geschwindigkeit von 12 bis 24 Meilen.

Ein anderer Theil der Gewässer, welche durch die Le Maire-Straße gedrungen sind, und Staaten-Land dublirt haben, lauft gegen NNO und passirt in West der Falkland-Inseln. Ihre Maximal-Geschwindigkeit wurde 30 bis 60 Meilen nördlich der Le Maire-Straße beobachtet, und betrug 36 Meilen.

Dwars und in West der Falkland-Inseln ist die Geschwindigkeit nicht über 12 Meilen; in Nord der genannten Inseln geht die Strömung nach Ost, dann nach NO. Zwischen 47 und 49° S-Breite, und 42 und 35° W-Länge beobachtet man häufig rasche Wechsel der Temperaturen an der Oberfläche der See, ein Zeichen, dass sich hier kalte antarktische mit warmen von den Äquatorial-Gegenden kommenden Strömungen begegnen.

Unabhängig von den eben beschriebenen Strömungen sind die Gezeiten-Strömungen an der Küste. Ihre Geschwindigkeit ist variabel, mitunter sehr groß, so z. B. die Flut-Strömung in der Straße Le Maire. In N von Staaten-Land kommt die Flut-Strömung von Osten, in der Straße Le Maire von Norden; zwischen Cap Hoorn und Staaten-Land aus SW.

458. Die Antarktischen Strömungen bewegen sich aus dem Südpolar-Meere ins Becken des Atlantischen Oceans vordringend, in NNO,

NO und O-Cursen. Die in der Richtung gegen Süd-Afrika vordringenden Antarktischen Strömungen treffen auf die Südatlantische Verbindungs-Strömung, ihre Richtung beeinflussend, und bewirken in der Nähe des Caps der guten Hoffnung den Rücklauf des größten Theiles der warmen Cap-Strömung.

Der nach dem Atlantischen Ocean abgelenkte Zweig der antarktischen Gewässer nimmt eine nördliche, dann eine nordwestliche Richtung an, und geht schließlich in die Westafrikanische Strömung — „die Benguela-Strömung“ — über.

Südatlantische Verbindungs-Strömung. — Westafrikanische Strömung. — SO-Passat-Drift.

459. Die Südatlantische Verbindungs-Strömung bildet sich, indem in Süd von Cap Frio ein Theil der Brasilianischen Strömung südostwärts abzweigt. Zwischen 30 und 40° S-Breite nach östlichen Richtungen laufend, tritt sie in Berührung und Kreuzung (in beiläufig 40° S-Breite) mit der Antarktischen Strömung, welche nach NO sich bewegt.

Die Richtung der Gewässer ändert nun allmählig nach N und NW, und in beiläufig 32° S-Breite erfolgt der Übergang in die Westafrikanische Strömung des Südatlantischen Oceans.

Die Geschwindigkeit der Strömung ist nach Labrosse zwischen 20 und 12° W., 12 bis 18 Seemeilen per Tag, zwischen 12 und 10° W., 18 bis 30, zwischen 10° W und dem Meridian Greenwich 6 bis 30 Meilen. Im weitern Verlaufe ergeben sich Strom-Richtungen und Geschwindigkeiten, wie sie nachstehende Tabelle zeigt.

Breite S.	Länge O.	Strom-Richtung	Strom-Geschwindigkeit in See-Meilen
35° und 40°	7° O. u. östlich davon	ONO. und NO.	18 bis 30
36 „ 37	13° bis 14° O.	NO.	42
30 „ 32	10° O. und 12° O.	NW.	12 bis 24

460. Die Westafrikanische Strömung hat eine nördliche und nord-nordwestliche Richtung von 30 bis ungefähr 23° S-Breite. Die Geschwindigkeit ist längs der Küste beiläufig ³/₄, in einer Entfernung

von ungefähr 40 Meilen vom Lande $1\frac{1}{2}$ Knoten in der Stunde (d. i. 18 und 36 Meilen per Tag).

Vom Cap Negro bis zur Congo-Mündung ist die Strömung weniger regelmäßig, doch bleibt die Bewegungsrichtung der Gewässer im allgemeinen eine nordwestliche. Von der Mündung des Congo, dessen Farbe und Strömung sich manchmal bis auf 300 Meilen vom Lande bemerkbar machen, nordwärts gewinnt die Strömung an Geschwindigkeit. Diese beträgt gegen 2 Meilen in der Stunde nimmt aber mit der Entfernung vom Lande ab; die Strömungs-Richtung ist NW und NNW. Bei Annobon geschieht die Verbindung mit der Äquatorial-Strömung.

461. Südost-Passat-Drift. In den Regionen, welche vom SO-Passat berührt werden, machen sich außerhalb der Äquatorial-Strömung Wasserbewegungen fühlbar, deren Richtungen ebenfalls mehr oder weniger nahe dem Compass-Strich West liegen.

Die Geschwindigkeit dieser Strömungen schwankt im Mittel zwischen 12 bis 24 Meilen per Tag; die Minimal-Geschwindigkeit scheint 6, die Maximal-Geschwindigkeit 30 Meilen zu betragen.

II. Strömungen im Indischen Ocean.[1]

1. Die Strömungen im Südindischen Ocean.

Die Äquatorial-Ströme und deren Abzweigungen.

462. Im Gebiete des ständigen SO-Passates bewegt sich die Äquatorial-Strömung von Ost nach West, bis zur Küste von Madagascar. Der Beginn der eigentlichen Äquatorial-Strömung kann bei 100° Ost-Länge angenommen werden. Die südliche Grenze der Strömung liegt zu allen Jahreszeiten bei 22 oder 23° S-Breite.

Ihre nördliche Grenze wechselt je nach der Jahreszeit. Nachstehende Tabelle gibt dieselbe annähernd für verschiedene Meridiane.

	50° O.	60° O.	70° O.	80° O.	90° O.	100° O.
April bis October . .	3° S.	3° S.	3° S.	8° S.	8° S.	8° S.
October bis April . .	7° S.	7° S.	6° S.	6° S.	7° S.	6° S.

[1] Der Darstellung dieser Strömungen liegen jene von Labrosse in den routes maritimes (Ocean Indien, 1879) gegebenen zu Grunde.

Beiläufig im 63. Meridian, in der Nähe der Insel Rodriguez, theilt sich die Strömung in zwei Zweige, von welchen der eine nach SW, der andere gegen NW lauft. Der südwestliche Zweig passirt Mauritius, und Reunion, dann südlich von Madagascar und erreicht in der Gegend von Natal die Afrikanische Küste. Unter der erstgenannten Insel beträgt seine Breite etwa 150, in S von Madagascar dagegen zwischen 450 bis 500, und an der Afrikanischen Küste nur 70 bis 80 Meilen. So wie die Ausdehnung des Stromes nimmt auch seine Temperatur, welche in der Länge von Madagascar 24 bis 25° C. ist, gegen die Festlands-Küste zu auf 21 bis 22° C. ab.

Der nach Nordwesten gerichtete Zweig der Äquatorial-Strömung dublirt das Nordende von Madagascar und gelangt zwischen 11 und 8° S-Breite in der Gegend des Cap Delgado zur Küste von Afrika. Hier theilt sich die Strömung abermals in zwei Arme, von denen der eine längs der Ostküste von Afrika südwärts lauft und dem Namen Mozambique-Strom erhält, während der andere sich nach N und NNO wendet, und zur Zeit des SO-Monsuns (von April bis October) längs der Küste bis zum Cap Guardafui reicht, zur Zeit des NW-Monsuns (von November bis April) aber eine rückläufige Bewegung nach Ost annimmt, und die Äquatorial-Gegenströmung bildet, welche in dieser Jahreszeit zwischen der Linie und ungefähr 8° S in longitudinaler Richtung sich über den größten Theil des Indischen Oceans ausdehnt. Die Breite des am Nordende von Madagascar passirenden nordwestlichen Stromes wechselt zwischen 300 und 400 Meilen, seine Temperatur zwischen 25 und 26° C. Die Geschwindigkeit des Äquatorial-Stromes ist äußerst veränderlich.

Nachstehende Tabelle gibt Mittelwerte für den Theil der Äquatorial-Strömung zwischen 110 und 60° Ostlänge.

Breite	Von 60° bis 70° Ost	Von 70° bis 80° Ost	Von 80° bis 90° Ost	Von 90° bis 100° Ost	Von 100° bis 110° Ost
	Meilen				
Von 8°—10° S. . .	12—54	12—36	18—36	12—30	12—48
„ 10 —15 „ . . .	30—60	18—48	12—60	18—42	18—36
„ 15 —20 „ . . .	12—30	12—36	12—30	12—18	12—24
„ 20 —22 „ . .	18—36	12—24	12—30	18—30	18—30

Zwischen Mauritius und der Küste von Madagascar wechselt die Schnelligkeit der West-Strömung zwischen 12 und 36 Meilen; jene der

SW-Strömung, südlich von Mauritius zwischen 12 und 48 Meilen. Die Minimal-Geschwindigkeit der W- und SW-Strömung in S von Madagascar ist 18, die Maximal-Geschwindigkeit 54 Meilen, und im allgemeinen liegt die Geschwindigkeit zwischen 24 und 40 Meilen. In der Höhe von Natal beträgt die Geschwindigkeit der SW-Strömung 30 bis 66 Meilen.

Die Geschwindigkeit der NW-Strömung in N von Mauritius, zwischen 60° und 50° Ost, ist im Mittel 24 Meilen, steigt aber manchmal auf 48 und 54 Meilen; jene der West-Strömung in N des Cap Ambre wechselt, innerhalb 40 bis 50 Meilen vom Lande, zwischen 36 und 60 und weiter nördlich zwischen 20 und 48 Meilen.

In dem Gebiete zwischen dem Meridian des Cap Ambre und der Küste von Afrika ändert die Stromrichtung zwischen WNW und NNW in der Zeit vom April bis October. Die Stromgeschwindigkeit schwankt zwischen 18 und 54 Meilen.

Die Weströmung in Nord der Comoren hat zur selben Zeit eine Geschwindigkeit von 36 bis 42 Meilen, die NW-Strömung, — swischen den Comoren und Zanzibar, eine solche von 30 bis 48 Meilen, die Nord-Strömung in der Breite von Zanzibar von 30 bis 48 Meilen. Die NO-Strömung längs der Küste von Afrika läuft:

Zwischen Zanzibar und dem Äquator mit einer Geschwindigkeit von	60	bis	90	Meilen
vom Äquator bis ungefähr 6° N-Breite von	36	„	60	„
von 6 bis beiläufig 10° N-Breite von	50	„	90	„
zwischen Raz-Hafun und Socotora von	72	„	96	„

Die angegebenen Geschwindigkeiten der NO-Strömung längs der Afrikanischen Küste gelten bis auf eine Distanz von 100 bis 150 Meilen vom Lande, weiter ostwärts sind die Geschwindigkeiten geringer.

In der Zeit von November bis April erstreckt sich die West-Strömung zwischen dem Meridian des Cap Amber und der Afrikanischen Küste nordwärts nur bis 8° S-Breite, und ihre Geschwindigkeit beträgt, — zwischen 10 und 8° S-Breite, 24 bis 48 Meilen. Der Afrikanischen Küste sich nähernd, nimmt sie bis zum Parallel von Zanzibar, bei einer Geschwindigkeit von 12 bis 24 Meilen, eine NW-Richtung an. Weiter nach Norden trifft man aber auf eine SW-Strömung, welche durch den in dieser Zeit im Golfe von Oman wehenden NO-Monsun erzeugt wird.

463. In derselben Jahreszeit macht sich auch, unter der Einwirkung des NW-Monsuns eine Äquatorial-Gegenströmung geltend, deren mittlere Grenzen in der nachstehenden Tabelle gegeben sind.

	50° Ost	55° Ost	60° Ost	65° Ost	70° Ost	75° Ost	80° Ost	85° Ost	90° Ost	95° Ost
Nord-Grenze . .	3° S.	1° S.	0°	2° N.	2° N.	2° N.	0°	2° S.	1° S.	2° N.
Süd-Grenze . . .	7° S.	8° S.	8° S.	7° S.	7° S.	6° S.	6° S.	7° S.	7° S.	7° S.

Die Geschwindigkeit der Äquatorial-Gegenströmung ist äußerst veränderlich, und manchmal wird gar keine Strömung bemerkt.

Nachstehende Tabelle enthält Mittelwerte der Geschwindigkeiten dieser Strömung und zwar für den Raum zwischen 50 und 95° Ostlänge.

Breite	Von 50° bis 60° Ost	Von 60° bis 70° Ost	Von 70° bis 80° Ost	Von 80° bis 90° Ost	Von 90° bis 95° Ost
	Meilen				
In 1° N.	—	18—36	18—30	—	24—30
„ 2° S.	12—18	18—54	30—42	42—48	30—40
„ 4° „	24—42	24—42	18—24	18—54	30—40
„ 6° „	24—30	24—54	18—90	18—42	42—48

Mozambique-Strömung. — Agulhas- oder Cap-Strömung.

464. **Strömungen im Canal von Mozambique.** — Wie früher gesagt, theilt sich die Äquatorial-Strömung, welche nördlich von Madagascar passirt, bei Cap Delgado in zwei Zweige, von denen der eine nordwärts, der andere südwärts lauft. Der letztere — die Mozambique-Strömung — scheint der Küste mit einer stündlichen Geschwindigkeit von 1·5 bis 2 Knoten per Stunde bis südlich von Mozambique zu folgen. Hier verlieren Geschwindigkeit und Richtung an Stetigkeit, obwohl die allgemeine Bewegung der Gewässer längs der Küste bis Natal eine südliche bleibt. In der Nähe und südlich der Comoren werden häufig östliche und nordöstliche, in der Mitte des Canales, — in S von 18° S-Breite — nördliche, und an der Westküste von Madagascar gewöhnlich schwache nördliche Strömungen vorgefunden.

Die Temperatur des Mozambique-Stroms wechselt zwischen 21 und 24° C. Seine Geschwindigkeit erreicht ein Maximum in der Zeit vom April bis October, wenn der SO-Passat bis zum Äquator herrscht. Die Geschwindigkeiten des Mozambique - Stromes stellen sich für die einzelnen Partien von Nord nach Süd wie folgt: Zwischen 15 und 17° S-Breite und innerhalb 60 bis 70 Meilen vom Lande ist dieselbe 18 bis 60, weiter seewärts (60 bis 120 Meilen von der Küste), 60 bis 100 Meilen in 24 Stunden. Von Mozambique bis Quillimane ist die Stromgeschwindigkeit unter Land 12 bis 24, weiter seewärts (in 19° S-Breite und zwischen 37 und 40° Ost) ist dieselbe 36 bis 72 Meilen. Zwischen 18 und 20° S-Breite und zwischen 40 und 42° Ost-Länge lauft die Strömung meistens direct nach Süd mit einer Geschwindigkeit von 18 bis 60 Meilen. An der Afrikanischen Küste südlich Quillimane und in der Bai von Sofala folgt die Strömung der Küste mit einer Geschwindigkeit von 36 bis 48 Meilen. Zwischen 20 und 23° S-Breite sind die Strömungen in der Mitte des Canales sehr unregelmäßig. Längs der Küste Afrikas lauft die Strömung nach SSW mit einer Geschwindigkeit, welche zwischen 23 und 25° S-Breite von 18 bis 30, zwischen 25 und 28° S. von 36 bis 42, zwischen 28 und 30° S. von 30 bis 66 Meilen wechselt. In der Mitte des Canales zwischen 23 und 28° S. geht die Strömung mehr südwärts, mit einer Geschwindigkeit von 36 bis 42 Meilen.

465. Agulhas- oder Cap-Strömung. — Diese entsteht im Bereiche der Küste von Natal durch die Vereinigung der Mozambique-Strömung mit jenem Zweig der Äquatorial-Strömung, welcher in Süd von Madagascar gegen die Afrikanische Küste lauft. Zwischen 30 und 28° Ost folgt die Cap-Strömung der Afrikanischen Küste in ungefähr südwestlicher Richtung, die Geschwindigkeit wechselt, innerhalb 50 Meilen vom Lande von 1·5 bis 4 Meilen, auf eine Distanz von 50 bis 100 Meilen vom Lande von 2 bis 3 Meilen in der Stunde. — In Entfernungen von mehr als 100 Meilen vom Lande trifft man gewöhnlich zwischen denselben Meridianen eine Gegenströmung, welche mit einer Geschwindigkeit von 1 bis 1½ Meilen nach NO oder ONO läuft, und in noch größerem Abstande von der Küste, z. B. auf 200 Meilen, bisweilen die Geschwindigkeit von 2½ Meilen erreicht. Zwischen 28 und 25° O-Länge und zwischen der Küste von Afrika und beiläufig 35° 30′ S-Breite wird die Richtung der Strömung WSW oder SW, und die Geschwindigkeit beträgt 1½ bis 4 Meilen per Stunde.

An dem Ostrande der Nadelbank angekommen, richtet sich die Bewegung des größten Theils der Stromwasser nach der Richtung dieses

Randes, demnach zwischen 24 und 22° O. und 35° und 36° 30′ S. nach WSW (Geschwindigkeit 3—4 Meilen per Stunde), zwischen 20 und 22° O. und zwischen 36° 30′ und 37° 30′ S nach WSW und W (Geschwindigkeit 1 bis 2 Meilen). Zwischen denselben Meridianen von 20 und 22° O. geht fast die ganze Wassermasse in eine rückläufige Bewegung nach Ost über. Diese Bewegung wird deutlich zwischen 37° 30′ und 40° S. beobachtet. Dieselbe hat eine Geschwindigkeit vom $1^1/_2$ bis 3 Meilen zwischen 37° 30′ und 40° S. und zwischen 21 bis 23° Ost, und von $1^1/_2$ bis 2 Meilen, weiter ostwärts zwischen denselben Parallelen.

Ein kleinerer Theil der Cap-Strömung setzt seinen Lauf über die südliche Partie der Bank westwärts fort, und wendet sich in 20° Ost nach NW ums Cap der guten Hoffnung mit einer Geschwindigkeit von 12 bis 24 Meilen in 24 Stunden.

Die rücklaufende Bewegung des größten Theils der Gewässer der Cap-Strömung hat wahrscheinlich ihre Ursache im kalten Strome des Atlantischen Oceans, welcher aus den antarktischen Regionen kommend, gegen NO lauft. Die Region, in welcher sich beide Strömungen berühren und vermischen, ist eine Zone nicht allein in Geschwindigkeit und Richtung unregelmäßiger Strömungen, sondern auch stürmischer Erscheinungen und schweren Seegangs.

Im südlichen Sommer, von Jänner bis März, scheinen sich die warmen Gewässer weiter nach West, manchmal bis 10° Ost auszudehnen; doch dürfte der Cap-Strom in der entgegengesetzten Jahreszeit die größte Schnelligkeit erreichen.

Abwechselnd warme und kalte Wasserstreifen wurden in Süd des Cap-Landes bis 42 und 43° S-Breite beobachtet; besonders auffallende Wechsel in der Temperatur des Seewassers wurden zwischen 36 und 38° S. wahrgenommen. Diese Änderungen der Wasser-Temperaturen waren gewöhnlich mit Wetterwechsel verbunden.[1]

Südindische Ost-Strömung. — Strömungen in W und S von Australien.

466. Ost-Strömung im Südindischen Ocean. Es ward weiter oben gesagt, dass zwischen 20 und 22° Ost-Länge fast die ganze

[1] Cornelissen hat auf Grund von mehr als 28.000 Temperatur-Angaben für die einzelnen Jahreszeiten thermische Karten entworfen, welche ungefähr den Raum von 30° S. bis 45 oder 50° S. Br. und von 15 bis 35° O. Lg. umfassen. Ein Auszug aus denselben ist bei den Routen um das „Cap der guten Hoffnung“ im III. Theil eingefügt.

Wassermasse des Cap-Stromes eine rückgängige Bewegung beginnt, indem sie sich nach Süd und dann nach Ost wendet. Vermischt mit Gewässern der ostwärts gerichteten Strömungen des Südatlantischen Oceans bildet sich auf diese Weise die Gegenströmung des Südindischen Oceans. Zwischen den Parallelen von 37° 30′ und 40° S. und den Meridianen von 21 bis 23° Ost beträgt die Geschwindigkeit derselben $1^1/_2$ bis 3 Meilen, zwischen 23 und 30° Ost $1^1/_2$ bis 2 Meilen per Stunde.

Zwischen den Parallelen 35 und 38° S-Breite und den Meridianen 30 und 33° Ost ist die Richtung der Strömung Ost oder NO, und ihre Geschwindigkeit von $1^1/_2$ bis $4^1/_2$ Meilen per Stunde. Zwischen 38 und 43° S-Breite und denselben Meridianen ist die Richtung der Strömung östlich, die Geschwindigkeit aber nur $1^1/_2$ bis 2 Meilen. Zwischen 33 und 40° Ost und südlich von 34° S-Breite ist die allgemeine Bewegung der Gewässer, mit einer Geschwindigkeit von 1 bis $1^1/_2$, selten von 2 oder $2^1/_2$ Meilen per Stunde, nach Osten gerichtet.

In dem weiten Raume zwischen 34 und 50° S. wurden übrigens auch andere südwestliche und nördliche Strömungen beobachtet. Zwischen den 40. Meridian und Australien und südlich des 35. Breitengrades geht die allgemeine Bewegung der Gewässer ebenfalls nach Ost. Die Geschwindigkeit der Strömung ist jedoch geringer geworden, sie wechselt von $^1/_2$ bis $1^1/_2$ Meilen per Stunde. Auch hier sind häufige Änderungen der Stromrichtung nach den verschiedensten Compass-Strichen zu erwarten. In ungefähr 107° Ost theilt sich die Gegenströmung des Südindischen Oceans in zwei Zweige, die Hauptmasse der Gewässer setzt seine Bewegung südlich von Australien fort, der andere Theil erhebt sich in West von Australien nordwärts. So geht in N des Parallels des Cap Leeuwin zwischen 107° Ost und der Australischen Westküste die Strömung im allgemeinen bis zum 30. Parallel nach Norden mit einer Geschwindigkeit von $^1/_2$ bis 2 Meilen, und von 30 bis 25° S-Breite mit einer Geschwindigkeit von $^1/_2$ bis $1^1/_2$ Meilen per Stunde. Dieser Stromzweig mündet in der Nähe des Wendekreises in die Äquatorial-Strömung. Im mittleren Theile des Raumes zwischen der Äquatorial-Strömung und ihrer südlichen Abzweigung einerseits, und der beschriebenen. großen östlichen Gegenströmung mit ihrer Abzweigung nach Norden anderseits, liegt ein Gebiet unregelmäßiger, und sehr veränderlicher Strömungen. — Südlich von Australien setzt, wie schon bemerkt, der größere Theil der Gewässer der Gegenströmung des Südindischen Oceans seinen Lauf nach Ost fort, und zwar von Cap Leeuwin bis zum König-Georgs-Hafen mit einer Geschwindigkeit von oftmals mehr als

einer Meile per Stunde, dann, besonders im weiten Golf zwischen den Inseln Recherche und Cap Northumberland mit abnehmender Geschwindigkeit. In der Nähe der Bass-Straße erhöht sich die Geschwindigkeit der Ost-Strömung wieder auf beiläufig eine Meile in der Stunde.

Der größere Theil der Strömung umkreist dann Tasmanien in Süd. Ein Theil scheint jedoch durch die Bass-Straße zu laufen; denn zwischen Cap Otway und Cap Wilson wurden fast immer östliche Strömungen vorgefunden. Sehr oft wurden solche Strömungen auch zwischen Cap Wilson und Cap Howe beobachtet. In der Bass-Straße sind vor allem die Gezeiten-Strömungen in Betracht zu ziehen. Die Flut-Strömung geht nach Westen, die Ebbe-Strömung nach Osten.

Antarktische Strömungen.

467. Diese haben nordöstliche Richtungen. Eine Strömung aus dem Südatlantischen Ocean kommend, trifft auf den Cap-Strom, und begleitet diesen ostwärts.

Andere Antarktische Strömungen bewegen sich gegen die West- und Südküste Australiens und verstärken und beeinflussen die Strömungen an diesen Küsten.

2. Strömungen im Indischen Ocean und dessen Nebenmeeren nördlich vom Äquator.

Strömungen im Rothen Meere und im Golfe von Aden.

468. Über die Strömungen im Rothen Meere, sagt Corvetten-Kapitän Kropp [1] Folgendes:

„Wie jedes andere Meer, so hat auch das Rothe Meer, unabhängig von Ebbe und Flut seine Strömungen. Stärke und Richtung sind jedoch zu allen Jahreszeiten so verschiedenartig und unregelmäßig, dass dieselben meistens außer aller Berechnung liegen. So viel ich erkennen konnte, richten sich dieselben, wenigstens in der Mitte des Golfes nach den vorherrschenden Winden und der Stärke derselben, d. h. mit NW-Winden findet eine SO-Strömung und mit SO-Winden eine NW-Strömung statt. Bei lange anhaltenden NW- oder SO-Winden findet jedoch auch oft das Gegentheil statt, besonders wenn dieselben, nachdem sie längere Zeit steif geweht haben, in ihrer Stärke nachlassen, und das

[1] Beiträge zu den Segelanweisungen und zur physikalischen Geographie des Rothen Meeres. 1872.

im südlichen oder nördlichen Theile des Meeres aufgestaute Wasser sich wieder bestrebt, das Gleichgewicht herzustellen. Am stärksten und unregelmäßigsten erscheinen die Strömungen zur Zeit des NO-Monsuns im Nördlichen Indischen Ocean, der abwechselnden NNW- und SSO-Winde wegen, welche zu dieser Zeit im Rothen Meere herrschen, und das Wasser in den Golf bald nordwärts, bald südwärts treiben, bald wieder in der Mitte zusammenstauen, wenn oben starker NNW, oder unten starker SSO herrscht, und so mitunter auch eine Dwars-Strömung erzeugen, welche an 20 bis 25 Meilen im Etmal in westlicher oder östlicher Richtung setzt. Im Monate Februar 1870 in der Höhe von Djiddah gegen steifen NNW aufkreuzend, beobachtete ich durch mehrere Tage eine SSO-Strömung von 30—35 Meilen per Etmal. — In den Sommermonaten, während welcher Zeit leichtere NNW-Winde im ganzen Rothen Meere vorherrschen, ist die Strömung nicht so bedeutend.

Da die Verdunstung in dieser heißen Zeit sehr groß ist, so scheint oft noch ein Drang der Wassermassen nach Norden stattzufinden. — Längs der Arabischen Küste scheint übrigens eine nordwärts gerichtete Strömung zu laufen, während die südliche Strömung sich mehr an die Afrikanische Küste hält. Schon beim Eintritte in das Rothe Meer durch die Straße von Bab-el-Mandeb ist die einsetzende nördliche Strömung zwischen Bab-el-Mandeb und Perim bei weitem stärker, als zwischen der genannten Insel und dem Festlande von Afrika.

Außer diesen unregelmäßigen, von Wind und Verdunstung des Wassers abhängigen Strömungen, finden auch mehr regelmäßige Flut- und Ebbe-Bewegungen statt, welche in der Nähe der Küste und in den engeren Canälen zwischen den Korallen-Inseln und Korallen-Bänken oft ziemlich starke Strömungen erzeugen.“

469. Was die Strömungen im Golf von Aden anbelangt, so ergeben sich bei SW-Monsun hauptsächlich östliche Strömungen, nur längs der Küste Afrikas läuft eine westliche Strömung bis beiläufig 47° O wo sie wahrscheinlich unter dem Einfluss einer Gegen-Strömung, nach NW abbiegt. Diese West-Strömung dürfte eine Abzweigung jener Strömung sein, welche längs der Ostküste von Afrika nordwärts geht, und bei Guardafui einen Theil ihrer Gewässer nach Westen abgibt, anderseits wird sie auch als das Ende eines rückkehrenden Armes, der längs der Küste Arabiens ostwärts laufenden Strömung dargestellt, indem deren Gewässer zum Theil bei Râs-Rehmat südwärts gegen das Cap Guardafui ablenken. Zur Zeit des NO-Monsuns sind die Strömungen im Golf von Aden unregelmäßig, meistens jedoch westliche. An der Afrikanischen Küste geht die Strömung bald nach Ost, bald nach West.

Strömungen im Golf von Oman und im Persischen Golf.

470. Während des SW-Monsuns, d. i. von April bis October ist von 3° S-Breite bis in die Tiefe des Golfes von Oman die Gesammtbewegung der Gewässer eine östliche. In der Nähe der Küste Afrikas und Arabiens ist die Stromrichtung NO und ONO, längs der Küste von Sindh und Katiawar eine östliche, längs der Küste von Malabar eine süd-südöstliche, im centralen Theile des Arabischen Meeres (in N von 3° S.) eine östliche. Südlich von der Insel Socotora scheint ein Wirbel zu existiren, indem in einer Distanz von ungefähr 150 Meilen in S der genannten Insel eine Ost-Strömung, mit einer Geschwindigkeit, welche bisweilen 4 bis 5 Knoten per Stunde erreicht, bis zum 55. Meridian lauft, dann nach Süd abbiegt und in 5° nördlicher Breite mit einer Geschwindigkeit von nur $^2/_3$ bis 1 Meile per Stunde gegen West zurückkehrt. Die Kenntnis dieser Strömung ist besonders für jene Schiffe von Wichtigkeit, welche von Ost kommend die Afrikanische Küste aufsuchen. Um der conträren Ost-Strömung auszuweichen, werden sie sich von Süd her Ras-Hafun nähern.

Die nordöstliche Strömung längs der Afrikanischen Küste passirt zwischen Cap Guardafui und Socotora vornehmlich mit ONO- und Ost-Richtung und einer Geschwindigkeit von 30 bis 50, manchmal 60, ja sogar 72 Meilen.

Nachstehende Tabelle I gibt Aufschluss über Richtung und Stärke der Strömungen in den einzelnen Theilen des Arabischen Meeres während des SW-Monsuns.

Während des NO-Monsuns. — Von October bis April herrschen westliche und südwestliche Strömungen im ganzen Arabischen Meere. Im centralen Theile sind sie gewöhnlich schwach, doch gewinnen sie an Stärke in Süd von Ceylon und in der Nähe der Afrikanischen Küste. Die Südgrenze dieses Strömungsgebietes wird durch die Nordgrenze der Äquatorial-Gegenströmung markirt.

Nachstehende Tabelle II gibt für die einzelnen Theile des Arabischen Meeres die mittlere Richtung und Stärke der Strömungen während des NO-Monsuns.

Tabelle

Breiten	Zwischen 53° und 60° O.		Zwischen 60° und 65° O.	
	Richtung	Geschwind.	Richtung	Geschwind.
18°—20° N.	—	—	ONO.	18—24
14 —18	ONO.	18—30	O.	12—24
10 —14	O.	24—66	O.	12—18
6 —10	NO.	18—24	O.	18—24
4 — 6	NO.	18—36	O.	12—60
2 — 4	ONO.	18—30	O.	24—60
0 — 2	O.	24—60	O.	30—42
1°30′ S.—0°	O.	18—30	O.	18—54
3° —1° 30′ S.	O.	18—30	O.	20—28

Tabelle

Breiten	Zwischen 45° und 50° O.		Zwischen 50° und 55° O.		Zwischen 55° und 60° O.	
	Richtung	Geschwind.	Richtung	Geschwind.	Richtung	Geschwind.
20°—16° N.	—	—	—	—	SSW.	24
16 —14	—	—	—	—	SW.	18—42
14 —12	—	—	W.	12—24	WSW.	18—30
12 —10	—	—	W.	18—54	WSW.	18—36
10 — 8	—	—	SW.	18—48	W.	30—36
8 — 4	—	—	SW.	24—42	WSW.	30—18
4 — 0	SW.	12—60	SW.	24—60	WSW.	18
0 — 3 S.	SW.	36—72	WSW.	18—60	—	—

[1] Die Geschwindigkeit ist in Seemeilen per Tag, das ist je 24 Stunden.

I.

Zwischen 65° und 70° O.		Zwischen 70° und 75° O.		Zwischen 75° und 80° O.	
Richtung	Geschwind.	Richtung	Geschwind.	Richtung	Geschwind.
SO.	18—30	—	—	—	—
OSO.	18—30	—	—	—	—
OSO.	18—24	SO.	24—30	—	—
O.	18—24	OSO.	18—36	SO.	12—30
O.	18—60	OSO.	30—36	OSO.	18—48
O.	36—48	O.	18—60	O.	42—60
O.	42—66	O.	24—60	O.	20—60
O.	42—70	O.	60—76	O.	42—48
O.	24—30	O.	30—40	O.	36—48

II.

Zwischen 60° und 65° O.		Zwischen 65° und 70° O.		Zwischen 70° und 75° O.		Zwischen 75° und 80° O.	
Richtung	Geschwind.	Richtung	Geschwind.	Richtung	Geschwind.	Richtung	Geschwind.[1]
SW.	24—36	SW.	12—24	—	—	—	—
WSW.	12—30	SW.	12—18	—	—	—	—
WSW.	12—30	SW.	12—30	—	—	—	—
WSW.	24	WSW.	30	—	—	—	—
W.	12—42	W.	18—30	—	—	—	—
W.	18—30	W.	30	W.	18—42	W.	18—60
WSW.	18—30	W.	18—42	W.	42	WNW.	30—48
—	—	—	—	—	—	—	—

gegeben.

471. Über die Strömungen im Persischen Golf ist wenig bekannt. Es lässt sich erwarten, dass, abgesehen von den durch die Gezeiten hervorgerufenen Strömungen, dieselben von den Winden abhängen. Sowie die Winde nachlassen, werden sich manchmal Gegenströmungen geltend machen.

An der Küste Arabiens bei Mascate herrscht von Mai bis September gewöhnlich eine NW-Strömung, von October bis April eine SO-Strömung; doch kommen in der leztern Jahreszeit auch NW-Strömungen nicht selten vor.

Strömungen an der Westküste Hindostans.

472. Zur Zeit des NO-Monsuns kommt durch die Palk-Straße und den Golf von Manar eine südwestliche Strömung, welche im Jänner bisweilen nach Dublirung des Cap Comorin nach NW abzweigt und bis ungefähr 8° Nord-Breite reicht. An der Malabar-Küste sind die Strömungen variabel und schwach; auf einige Distanz vom Lande findet man häufig eine NW-Strömung. Erst von Februar angefangen, wenn die NW-Winde eintreten, macht sich eine südliche Strömung geltend, doch hört diese Strömung auf, sowie sich andere Winde erheben.

In Nord von Bombay wird im November und December häufig eine NW-Strömung beobachtet. Von Jänner bis März sind die Strömungen sehr veränderlich und erst Ende März macht sich oft eine SO-Strömung fühlbar. Bei SW-Monsun geht im Golf von Manar eine Strömung nordwärts.

Im Mai und Juni kann man in der Gegend von Bombay nördliche Strömungen finden; doch von Ende Juni oder den ersten Tagen des Juli angefangen, lauft eine südliche Strömung längs der Westküste Hindostans bis zum Cap Comorin. Die Strömung ist auf geringe Entfernung von der Küste stärker, als weiter in See.

473. Strömungen bei den Laccadiven. — Bei NO-Monsun sind die Strömungen sehr schwach und laufen im Sinne des herrschenden Windes.

Bei leichten, veränderlichen Brisen, besonders aber zur Zeit, in welcher an der Küste Malabar NW-Winde wehen, wurden bisweilen nördliche Strömungen beobachtet. Zur Zeit des SW-Monsuns (von Juni bis September) herrschen östliche Strömungen, und zwar ändert sich die Richtung nach und nach gegen Süd; sie ist im Juli OzS, im October SO.

474. Strömungen bei Minicoy. Im Jänner und Februar wenden sich die aus Ost kommenden Gewässer bei den Malediven nord-

wärts gegen Minicoy, worauf sie nach NO, Ost und endlich SO abbiegen, und auf diese Art östlich von Minicoy einen Wirbel bilden.

Im April und Mai sind die Strömungen veränderlich, doch vornehmlich südliche.

Von Mai angefangen treten östliche, im August ost-südöstliche, im September südöstliche, im October, November und December südöstliche und südliche Strömungen auf.

475. Die Strömungen bei den Malediven sind sehr veränderlich. Im allgemeinen laufen sie von Juni bis September nach Ost; von September bis December (in West der Inselkette) nach S. Von Ende December bis April gehen sie nach West. Im Mai sind sie unstät.

476. Die Strömungen im Äquatorial-Canal sind gewöhnlich stark. Von Jänner bis Mai laufen sie nach West. Von Juni bis Ende December ist ihre Richtung meist eine östliche. Im Juli und August kann man übrigens zwischen Addu-Atoll und Phua-Moluk auch westliche Strömungen vorfinden.

477. Strömungen bei Ceylon. — Während des NO-Monsuns, besonders im October und November läuft östlich von Ceylon eine Strömung nach Süd. Selbe erreicht zwischen 10 und 8° N. eine Geschwindigkeit von 48 bis 60 Meilen, zwischen 8 und 6° N. von 60 bis 108 Meilen in 24 Stunden. In S von Ceylon geht die Strömung nach West mit einer Geschwindigkeit von 30 bis 60 Meilen. Ein Zweig dieser Strömung geht längs der Westküste Ceylons nach NW und reicht bisweilen bis Colombo; doch ist sie nicht constant. Weiter seewärts in West von Ceylon trifft man gewöhnlich um diese Zeit eine OSO-Strömung. — Während des SW-Monsuns ist die Strömung in S von Ceylon eine östliche mit einer Geschwindigkeit von 48 bis 78 Meilen in 24 Stunden.

Innerhalb einer geringen Entfernung von der Westküste dieser Insel sind die Strömungen veränderlich, doch weiter seewärts (in West einer Linie, welche Cap Comorin mit der SW-Spitze Ceylons verbindet) findet man im allgemeinen südöstliche Strömungen. An der Ostküste von Ceylon ist innerhalb 50 Meilen vom Lande die Richtung der Strömung meistens eine südliche, doch kann man auch eine nördliche Strömung oder gar keine vorfinden. Auf größere Entfernungen als 50 Meilen von der Ostküste Ceylons herrschen gewöhnlich nordöstliche Strömungen. Bei den Riffen Great Bassas, und Little Bassas in SO von Ceylon ist von November bis April die Stromrichtung SW; für die übrige Zeit des Jahres sind die Strömungen unregelmäßig, doch oftmals heftig. Es ist gut, sich den Riffen nicht zu sehr zu nähern.

Strömungen im Golf von Bengalen.

478. Bei SW-Monsun. — Im April ist die allgemeine Bewegung der Gewässer nach N und NO gerichtet. Im April und Mai erlangt dieselbe ihre größte Geschwindigkeit (10 bis 20 Meilen).

In der Mitte des Golfes sind die Strömungen im März und im April schwach und veränderlich. Im Norden des Golfes ist die Stromrichtung im März oft südlich, im April nördlich. Im Osten des Golfes und in der Nähe der Straße von Malakka geht die Strömung häufig nach Süd.

Nachstehende Tabelle gibt die mittleren Richtungen und Geschwindigkeiten für die einzelnen Theile des Golfs von Bengalen; doch ist zu bemerken, dass man in diesen Gegenden stets darauf gefasst sein muss, Unregelmäßigkeiten in den Stromverhältnissen zu begegnen.

Breiten	Zwischen 80°—85° O.		Zwischen 85°—90° O.		Zwischen 90°—95° O.		Zwischen 95°—100° O.	
	Richtung	Geschwindigkeit in Meilen per Tag	Richtung	Geschwindigkeit in Meilen per Tag	Richtung	Geschwindigkeit in Meilen per Tag	Richtung	Geschwindigkeit in Meilen per Tag
18°—16° N.	NO.	18—42	NO.	36	—	—	—	—
16 —14	NNO.	30—54	ONO.	24—42	SO.	12—30	ONO.	12—30
14 —12	NNO.	30	ONO.	18—40	O.	12—30	NO.	12—30
12 —10	NO.	12—36	ONO.	12—40	ONO.	12—30	NO.	10—30
10 — 8	OSO.	18—60	NO.	42	ONO.	30	ONO.	10—30
8 — 6	O.	24—78	NO.	42—72	ONO.	30	OSO.	18—48
6 — 4	O.	18—78	ONO.	30—72	O.	30	—	—
4 — 2	O.	36	O.	18—30	O.	18—24	—	—
2 —Äquator	O.	18—60	O.	48—54	O.	12—24	—	—
Äquator—3° S.	O.	36	O.	48—72	O.	18—42	—	—

Bei NO-Monsun. — Vor Mitte October sind die Strömungen veränderlich. In der Mitte des October oder im Anfange November beginnt auf 120 bis 150 Meilen vom Lande und in der Mitte des Golfes die Bewegung der Gewässer nach SW. Im Jänner nimmt dieselbe ab. Im Februar hört sie gewöhnlich in der Mitte des Golfes auf. An den

Küsten kann es sich ergeben, dass man nördliche oder nordwestliche oder gar keine Strömungen vorfindet.

Nachstehende Tabelle gibt die mittleren Richtungen und Geschwindigkeiten der Strömungen für die einzelnen Theile des Bengalischen Meerbusens. Es gilt übrigens bezüglich dieser Angaben die gleiche Bemerkung, welche zur vorhergehenden Tabelle gemacht wurde.

Breiten	Zwischen 80°–85° O.		Zwischen 85°–90° O.		Zwischen 90°–95° O.		Zwischen 95°–100° O.	
	Richtung	Geschwindigkeit in Meilen per Tag	Richtung	Geschwindigkeit in Meilen per Tag	Richtung	Geschwindigkeit in Meilen per Tag	Richtung	Geschwindigkeit in Meilen per Tag
18°–16° N.	SW.	18–24	SW.	18–30	NW.	10–30	NNW.	10–30
16 –14	SW.	12–24	WSW.	18–30	NW.	10–30	NNW.	10–30
14 –12	SSW.	12–30	WSW.	18	NW.	10–30	NNW.	10–30
12 –10	SSW.	18–30	WSW.	18–24	W.	12–18	NNW.	10–30
10 – 8	S.	30–60	WSW.	18–54	W.	12–18	NW.	12–24
8 – 6	SSW.	40–108	WSW.	18–42	W.	18–54	NW.	24–48
6 – 4	W.	12–60	W.	12–48	W.	24–54	—	—
4 – 2	W.	18–60	W.	18	WSW.	12–24	SO.	24
2 –Äquator	W.	18–42	W.	18–48	SW.	24	SO.	30
Äquator–3° S.	WNW.	24–42	WSW.	24–42	OSO.	30–54	—	—

Strömungen an der Westküste des Golfs von Bengalen.

479. Zur Zeit des SW-Monsuns wechselt die Richtung der Strömung längs der Küste zwischen N und NO, bisweilen bis ONO, ihre Geschwindigkeit beträgt $^1/_2$ bis 2 Knoten per Stunde. Die Strömung beginnt im Laufe des März, und nimmt im April und Mai an Stärke zu. Nach dem Monate Mai nimmt die Nord-Strömung ab, sie hört im August oder September gewöhnlich auf, doch kommt es auch vor, dass sie bis Mitte October anhält. Im August macht sich im Bereiche der Gangesmündung der Einfluss dieses Stromes geltend, indem er die N-Strömung modificirt, schwächt oder aufhebt.

Zur Zeit des NO-Monsuns ist die allgemeine Stromrichtung SSW. Die Strömung beginnt gegen die Mitte October und nimmt bis

Jänner gewöhnlich zu. Ihre Geschwindigkeit wechselt im November, December und Jänner von 1 bis 3 Meilen per Stunde. Im März ist meistens noch eine Süd-Strömung vorhanden; doch machen sich schon die ersten Wirkungen des Strömungswechsels fühlbar.

Strömungen an der Ostküste des Golfes von Bengalen.

480. Während des SW-Monsuns ist in den Gewässern von Tschittagong und Aracan die Strömung gewöhnlich nordöstlich, doch wurden auch westliche und südwestliche Strömungen beobachtet. An der Küste von Pegu in N von Cap Negrais ist die Strömung gewöhnlich südlich, sie umkreist das genannte Cap, und wird östlich und nordöstlich, sowie sie in den Golf von Martaban vordringt. Zwischen den Andamanen und Nicobaren einerseits und der Küste von Tenasserim anderseits hat die Strömung NNO und NO-Richtung, doch macht sich in der Nähe der Küste von Tenasserim und der Halbinsel Malakka eine rückläufige, und zwar von der Insel Tavoy bis zur Malakka-Straße nach Süden gerichtete Bewegung der Gewässer geltend.

Zwischen Groß-Nicobar und Pulo Brasse läuft die Strömung im allgemeinen ostwärts.

Während des NO-Monsuns geht aus der Malakka-Straße längs der Küste von Tenasserim, Pegu, Aracan, und Tschittagong eine Strömung nach NNW und NW. In der Nähe der Andamanen ist die Strömung nordwestlich, bei den Nicobaren west-nordwestlich und westlich. Zwischen den Nicobaren und Tschunk-Ceylon geht sie nach WNW, und wird ihre Richtung mehr nördlich, sowie man sich der Küste des Festlandes nähert. — Zwischen Atschin und den Nicobaren ist die Strömung westlich oder nordwestlich; ihre Geschwindigkeit wechselt von 18—54 Meilen.

Zwischen Tschittagong und Cap Negrais sind die Strömungen meistens schwach. Bei NO-Monsun wurde oft eine SW-Strömung beobachtet.

481. Strömungen in der Straße Malakka. — Außerhalb der NW-Mündung der Malakka-Straße und südlich der Nicobaren hängen die Strömungen von den Monsunen ab. Bei schwachen oder veränderlichen Brisen sind die Strömungen unregelmäßig.

In der Mitte der Straße von den Arroa-Inseln (ungefähr 2° 56′ N.) bis Pulo Rondo (6° 4′ N.) und Tschunke-Cylon (ungefähr 8° N.) gehen die Strömungen während beider Monsune gewöhnlich nordwärts; längs der Malayischen Küste gibt es zur Zeit des NO-Monsuns bisweilen südliche Strömungen.

An der Küste von Pedir (von der Spitze Diamant bis zur Spitze Atschin) läuft während des SW-Monsuns eine westliche Strömung. An der NO-Küste Sumatras, in SO von der Diamant-Spitze auf geringe Distanz vom Lande, machen sich gewöhnlich die Gezeiten-Strömungen fühlbar. Dies ist auch nahe der Malayischen Küste der Fall.

Bei den Arroa-Inseln tritt oft eine starke NW-Strömung auf, manchmal wird jedoch gar keine Strömung, oder eine schwache SO-Strömung bemerkt. Zwischen den Arroa-Inseln und den Inseln Carimon (1° N. ungefähr) sind die Gezeiten-Strömungen regelmäßig. Die Ebbe-Strömung lauft gegen NW, die Flut-Strömung nach SO; erstere ist stärker und anhaltender als leztere. Zwischen dem Nordende von Klein-Carimon und der Insel Tree begegnet die nach SO laufende Flut-Strömung der Malakka-Straße die Flut-Strömung aus der China-See; ihre vereinigten Gewässer wenden sich südwärts gegen die Enge von Durian.

Am Eingange zur Malakka-Straße zwischen den Nicobaren, den Inseln von Atschin und Tschunk-Ceylon trifft man bisweilen sehr starke Kabbelungen, besonders zur Zeit des SW-Monsuns. Bei ruhigem Wetter sieht man sie von weitem herankommen; bei Nacht vernimmt man ihr Geräusch lange bevor sie anlangen. Einem kleineren Boote würde es bisweilen schwer werden, zu widerstehen.

Strömungen an der Westküste von Sumatra.

482. Längs der Westküste von Sumatra gibt es Strömungen von mäßiger Stärke, deren Richtung sehr veränderlich ist. Meistens laufen sie jedoch nach S und SO, selten nach N. Eine Nordrichtung wird vorzüglich in Süd der Linie angetroffen, wenn die Südbrisen sehr frisch wehen.

Nördlich vom Äquator wird im Juni und Juli zwischen Analabu und der Spitze von Atschin bisweilen eine NW-Strömung mit einer Geschwindigkeit von 20—30 Meilen beobachtet.

Wenn in Nord der Linie innerhalb der Inseln die Strömung südwärts lauft, kann man oft außerhalb der Inseln in hoher See und auf große Entfernung von den Inseln eine nach N gehende Strömung gewahren.

483. Strömungen der Sunda-Straße. — Von Jänner bis April kann man östliche, den Rest des Jahres westliche Strömungen erwarten. Ihre Geschwindigkeit erreicht manchmal $3^1/_2$ Meilen per Stunde.

III. Strömungen im Großen Ocean.[1]

484. Die Gewässer des Großen Oceans bewegen sich innerhalb der Tropen mit einer mittleren Geschwindigkeit von 24 Meilen per Tag im allgemeinen nach West.

Diese Strömung — die Äquatorial-Strömung des Großen Oceans — nimmt eine Breite von beiläufig 3000 Meilen ein, und erstreckt sich von etwa 26° S-Breite bis circa 24° N-Breite. Eine Gegenströmung, besonders fühlbar im westlichen Theile des Oceans, läuft nördlich des Äquators von West nach Ost. Diese scheidet die große Äquatorial-Strömung (ähnlich wie im Atlantischen Ocean) in zwei Theile. Der eine Theil, in Nord des Gleichers, liegt im Bereiche des NO-Passats, und bildet die Nördliche, der andere, in Süd der Linie, im Bereiche des SO-Passats bildet die Südliche Äquatorial-Strömung.

1. Die Strömungen im Großen Ocean südlich des Äquators.

Die Äquatorial-Ströme und ihre Abzweigungen.

485. Die Südliche Äquatorial-Strömung beginnt in beiläufig 90° W-Länge; ihre Richtung ist West und WNW, und wird beim weiteren Vorschreiten und mit der Erweiterung der Strömung südwärts für die Gewässer am untern Rande derselben WSW. Die Geschwindigkeit ist ungefähr eine Meile in der Stunde. Die Strömung dehnt sich vom Äquator bis zum Wendekreise des Steinbocks, — zwischen den Niedrigen Inseln und den Tongas aber selbst bis 26° S-Breite aus. Westlich von den Niedrigen Inseln ist die Bewegung der Gewässer nicht mehr regelmäßig. Durch die zahllosen Inselschwärme und durch die Windverhältnisse dieser Gegenden in ihrer Entwicklung gehemmt, zersplittert sich die Strömung in mehrere schwächere Zweige. Von diesen umkreist der nördliche Hauptarm in weitem, nordwestwärts gewendeten Bogen, die Ostpolynesische Inselwelt, während ein zweiter bedeutender Arm südlich der genannten Inseln vordringt, und in West derselben Zweige nach S und SW sendet, von welchen einer noch östlich von Neu-Seeland angegeben wird.

---

[1] Der Darstellung dieser Strömungen ist vornehmlich jene von Labrosse in den „routes maritimes“ (Ocean pacifique, 1874) gegebene zu Grunde gelegt.

Westlich vom 180. Meridian, zwischen 20 und 26° S-Breite, theilt sich die Südliche Äquatorial-Strömung wieder in zwei größere Zweige.

Die eine Abzweigung entsteht in Ost und Süd von Neu-Caledonien, und geht (Rossel-Strömung) nach NW. Ihre Gewässer bewegen sich theils nach der Korallen-See und nach der Torres-Straße, theils umkreisen sie Neu-Guinea im Norden. Die andere Abzweigung wendet sich nach der Ost-Australischen Küste, und erhält hier den Namen: „Ost-Australische Strömung".

Die Maximal-Temperaturen der Südlichen Äquatorial-Strömung wurden zwischen 8 und 15° S-Breite beobachtet; dieselben sind:

Zwischen 105 und 120° W-Länge, circa	. . . . .	26° C.
„ 120 „ 135° „ „	. . . . . .	27° „
In . . . . 180° „ „	. . . . . .	29° „

Ost-Australische Strömungen.

486. An der Ostseite von Australien sind zweierlei Strömungen zu unterscheiden: eine constante Strömung in hoher See, und periodische Strömungen an der Küste.

Die große constante Ost-Australische Strömung ist, wie früher bemerkt wurde, ein Zweig der Südlichen Äquatorial-Strömung, die sich südlich der Fidji-Inseln spaltet. Die Gewässer dieses Stromzweiges passiren südlich von Neu-Caledonien mit westlichem Curs, biegen dann nach SW ab und laufen an der Westseite der Insel Norfolk vorüber, bis 28 und 30° S-Breite dieselbe Richtung behaltend. In der letzteren Breite findet man die Strömung zwischen 300 bis 480 Meilen von der Küste. Sie hat demnach hier eine Ausdehnung von ungefähr 180 Meilen. Die Stromrichtung wird nun eine südliche, und dann eine südöstliche bei Passirung des Parallels der Südspitze Tasmaniens. Im weitern Verlaufe macht diese Strömung zum Theil eine rückläufige Bewegung indem sie sich, westlich von Neu-Seeland, in nordöstlicher Richtung erhebt.

Die Geschwindigkeit der Ost-Australischen Strömung ist 6 bis 19 Meilen per Tag. Ihre Temperaturen nehmen südwärts rasch ab. Es wurden in der Mitte der Strömung folgende Temperaturen beobachtet:

21°7 C. im Parallel von Port-Jackson,
16 „ in der Breite der Bass-Straße.
12 oder 13° C. südlich des Parallels von Tasmanien.

487. In der Nähe der Ostküste Australiens gibt es südlich des 28 Parallels (bis Tasmanien) innerhalb 20 Meilen von der Küste, in der Zeit von Mitte August bis Mitte April, eine Strömung südwärts mit einer mittleren Geschwindigkeit von 6 Meilen in 24 Stunden. Zur selben Zeit bewegt sich, außerhalb beiläufig 20 Meilen von der Küste, eine Strömung nordwärts mit einer Geschwindigkeit von circa 18 Meilen im Tag.

Vom Mitte April bis Mitte August bewegen sich die beiden Strömungen gerade entgegengesetzt. Die von Mitte August bis Mitte April nordwärts verlaufende Strömung hat eine Ausdehnung, welche 60 Meilen nicht überschreitet.

Weiter seewärts trifft man auf die früher beschriebene Ost-Australische Strömung.

Die Ost- oder Verbindungs-Strömung der Südsee und deren Abzweigungen. Die Chili- und Peru-Strömung.

488. Unter dieser ist die ausgedehnte Bewegung der Gewässer nach Ost zwischen 40 und 60° S-Breite zu verstehen. Dieselbe reicht — besonders zwischen 45 und 55° S-Breite hervortretend — von Tasmanien und dem Südende der Stewart-Insel bis ungefähr 85° W-Länge. Im centralen und östlichen Theile der Südsee treten Antarktische Strömungen in sie ein. In 85° W-Länge beiläufig theilt sich die Strömung in einen nördlichen und südlichen Arm. [1]

Ein Theil der Gewässer lauft nach NO gegen Valdivia und Valparaiso und bildet die Chili-Strömung, welche den Stromring schließt, den im Südpacifischen Ocean die Äquatorial, die Ost-Australische, die Ost- und die Chili-Strömung bilden. Der andere Theil der Gewässer der Ost-Strömung wendet sich nach OSO und SO gegen den Golf von Pennas und die Magellan-Straße und gibt der Cap-Hoorn-Strömung

---

[1] Nach Labrosse und andern Autoren zweigt sich schon zwischen 120 und 110° W. Lg. ein Theilstrom — die Mentor-Strömung — nach ONO ab. Von 30° S. Br. und 85° W. Lg. an wird die Richtung dieser Strömung eine nordöstliche, im Parallel der Ambrosius-Inseln eine nördliche, dann eine nordwestliche. Sie überschreitet zwischen 80 und 90° W. Lg. den 20. Breiten-Parallel, biegt dann nach W ein und geht in die Südliche Äquatorial-Strömung über. Die Mentor-Strömung entspricht dem Ausläufer eines Zweiges der großen Antarktischen Strömung, welche östlich von 160° W. Lg. sich in die Südsee ergießt.

Auf der Strömungskarte der englischen Admiralität (1872) ist diese Strömung nicht enthalten. Auch ist auf derselben die eben besprochene Ost-Strömung der Südsee nicht in jener latitudinalen Ausdehnung, wie auf andern Strömungskarten verzeichnet. An der Stelle der Mentor-Strömung sind Strömungen mit südwestlicher Tendenz dargestellt.

ihre Entstehung. Die Geschwindigkeit der Ost-Strömung der Südsee ist ungefähr 20 Meilen in 24 Stunden; doch darf man auf keine bestimmte Zahl rechnen. Besonders nach einer Reihe starker Westwinde machen sich manchmal Strömungen nach NO und SO fühlbar. Es kann auch — besonders während des südlichen Sommers — nach Ostwinden vorkommen, dass man keine oder entgegengesetzte Strömungen trifft. Im allgemeinen wird sich die Strömung am stärksten und constantesten bei 50° S-Breite zeigen.

489. Derjenige Zweig der großen Ost-Strömung, welcher, der Westküste Südamerikas folgend sich nordwärts erhebt, heißt an der Chilenischen Küste: „Chili-Strömung". an der Küste von Peru: „Peruanische-Strömung".[1]

Bei Cap Blanco zwischen Pisco und Payta trennt sich die Strömung von der Küste Amerikas und wendet in west-nordwestlicher und westlicher Richtung gegen die Galapagos, um sich dort mit den Gewässern der Südlichen Äquatorial-Strömung zu vereinigen. Die Breite der Strömung beträgt an den Küsten Chilis und Perus, ungefähr 150, im Meridian der Galapagos 400 bis 500 Meilen. Die mittlere Geschwindigkeit dieser Strömung ist 15 Meilen in 24 Stunden. Zwischen Payta und den Galapagos erreicht dieselbe ihr Maximum, und beträgt manchmal 50 Meilen im Tage. In der Höhe von Valparaiso und Callao scheinen die größten Geschwindigkeiten 24 Meilen in 24 Stunden nicht zu übersteigen. Bisweilen hat man in diesem Gebiete auch südliche Strömungen beobachtet, doch waren dieselben stets von kurzer Dauer. Die in Rede stehende Strömung charakterisirt sich durch ihre tiefen Temperaturen. In der Höhe von Valparaiso ward selbe zu 11, in der Höhe von Coquimbo zu 14, bei Callao zu 18·5, bei Truxillo zu 20·6, bei Cap Blanco zu 19 bis 23° C. beobachtet.

Während die Ocean-Gewässer westlich und außerhalb der Strömung schon unter dem Wendekreise eine mittlere Temperatur von 23° C. haben, beträgt die mittlere Temperatur der in Rede stehenden Strömung unter dem Wendekreise 16 bis 17° C.[2]

Nahe unter der Küste wurden wiederholt schwache Gegenströmungen constatirt. doch sind selbe sehr unregelmäßig.

---

[1] Diese Strömung wird auch mit dem Namen „Humboldt-Strömung" bezeichnet, indem Alex. v. Humboldt das Verdienst gebührt, diese Strömungen näher erforscht zu haben.

[2] G. Leipoldt: O. Peschels „Physische Erdkunde".

Der nach SO gerichtete Zweig der Ost-Strömung, d. i. die Cap-Hoorn-Strömung wurde bereits bei den Strömungen des Südatlantischen Oceans besprochen.

Antarktische Strömungen.

490. Die Bewegung der Antarktischen Gewässer geschieht wie im Südatlantischen und Südindischen Ocean in vornehmlich nordöstlichen und östlichen Richtungen. Die Antarktische Strömung, welche im Großen Ocean gegen Patagonien ihren Lauf hat, spaltet sich, indem ein Zweig derselben nordwärts längs der Westküste Südamerikas, ein anderer ostwärts um des Cap Hoorn abbiegt. Ersterer gibt der Chili- und Peru-Strömung den Charakter einer hervorragend kalten Strömung.

Strömungen zwischen den Austral-Asiatischen Inseln.

491. Ehe von den Strömungen des Südlichen zu jenen des Nordpacifischen Oceans übergegangen wird, sind noch die Strömungen in der Java-, Celebes-, Banda-, Timor- und Arafura-See und in den zwischen diesen liegenden und zu diesen führenden Passagen zu erwähnen.

Die Strömungen in diesen Meeren und Meerestheilen richten sich hauptsächlich nach den Monsunen, und werden von der Configuration der Küsten beeinflusst.

Ihre Geschwindigkeit ist selten größer als 1·5 Meilen, ausgenommmen in den Straßen, wo sie oft sehr beträchtlich wird, indem dort ihre Stärke nicht allein von den Winden, sondern auch von den Gezeiten abhängt.

Im allgemeinen sind in den Engen die Strömungen unregelmäßig und ungewiss. In der Sunda-Straße herrscht übrigens von Jänner bis April meistens eine östliche, für den Rest des Jahres eine westliche Strömung. Die Geschwindigkeit der Strömung in der Sunda-Straße erreicht bisweilen 3·5 Meilen per Stunde.

2.) Die Strömungen im Großen Ocean nördlich des Gleichers.

Die Äquatorial-Ströme und ihre Abzweigungen.

492. Nördlich vom Äquator trifft man im Großen Ocean zunächst die Äquatorial-Gegenströmung.

Diese hat die Richtung von West nach Ost. Ihre Grenzen sind zwar nicht genau bestimmt, doch liegen dieselben im allgemeinen zwischen der Linie und 8° N-Breite.

Im östlichen Theile des Oceans liegen die Grenzen meistens zwischen 5 und 8° N-Breite, im centralen dagegen näher dem Gleicher. Die

größte Breite der Strömung scheint 5 Grade nicht zu übersteigen. Der Ursprung der Strömung ist südlich der Carolinen zu suchen. Es ist nicht außer Zweifel, dass die Strömung ohne Unterbrechung sich von ihrem Ursprunge bis an die Küsten Amerikas erstrecke. Mit Sicherheit ist nur anzunehmen, dass die östliche Bewegung der Gewässer in S der Carolinen bis zu den Mulgrave-Inseln constant ist. Demnach können Schiffe, welche sich nach Ost begeben sollen, diese Strömung benützen, wenn sie sich stets ein wenig nördlich des 2. Breiten-Parallels halten.

Die Geschwindigkeit der Äquatorial-Gegenströmung erreicht zuweilen 2·5 Meilen in der Stunde. Im Mittel beträgt sie beiläufig $^3/_5$ Knoten in derselben Zeit.

Nördlich von der Äquatorial-Gegenströmung, fließt die Äquatorial-Strömung des Nordpacifischen Oceans nach Westen.

493. Die Nördliche Äquatorial-Strömung des Großen Oceans hat ihren Ursprung in etwa 126° W-Länge, ihre Richtung ist West und WSW-, die mittlere Geschwindigkeit 1 Knoten in der Stunde. Diese wurde besonders zwischen 10 und 24° N-Breite in Ost der Sandwich-Inseln, und zwischen 10 und 19° N-Breite in West dieser Inseln beobachtet. Südlich des 10. Parallels nördlicher Breite ist die Geschwindigkeit geringer und nimmt dieselbe bis zur nördlicher Grenze des Äquatorial-Gegenstromes noch weiter ab.

Die Temperatur der Gewässer wächst von 24° N-Breite, wo sie ungefähr 23°6 C. beträgt, gegen Süd. Die westlichen Grenzen der Nördlichen Äquatorial-Strömung lassen sich nicht scharf markiren. Die Kette der Marianen bildet eine Barrière, welche eine theilweise Ablenkung nach NW erzeugt.[1] Westlich von den Marianen verengt sich die West-Strömung und tritt eine west-nordwestliche Tendenz in dem Maße ein, als die Strömung sich der Insel Formosa nähert. In einiger Entfernung von dieser Insel wendet sich ein Theil der Gewässer nordwärts, und gibt der Japanesischen-Strömung ihre Entstehung, während ein anderer Theil südlich von Formosa in die China-See gelangt, und ein dritter durch die westlichen Carolinen und Pelew-Inseln nach SW und S abbiegt. Zwischen der Linie und der Südgrenze der Nördlichen Äquatorial-Strömung, von beiläufig 140° O-Länge bis zu den Inseln Waigiu, Gillolo und den Philippinen, treten mit den Monsunen wechselnde Strömungen auf.

Die größten Geschwindigkeiten der Strömungen nach NO und ONO zur Zeit des SW-Monsuns wurden in der Nähe und westlich der

[1] Wild „Thalassa".

Carolinen beobachtet. Während des NO-Monsuns geht die Strömung nach SW und WSW und erscheint nur als eine Verlängerung der Nördlichen Äquatorial-Strömung.

Strömungen in der China-See.

494. In der China-See hängen die Strömungen ebenfalls von den Monsunen ab, doch dürften nachstehende, besonders wichtige Thatsachen eine specielle Erwähnung verdienen.

Während des NO-Monsuns ist an der Südküste von China die Richtung der Strömung WSW, die Geschwindigkeit derselben ist manchmal 2, 3 und selbst 4 Meilen per Stunde, besonders innerhalb 60 Meilen vom Lande. Zwischen Pulo-Canton und Cap Padaran (Cochinchina) ist die Richtung S, die Geschwindigkeit nahe dem Lande bisweilen 2 bis 2·5 Meilen in der Stunde. Von Padaran bis Pulo-Oby ist die Richtung SW. Hier machen sich auch Gezeiten-Strömungen geltend. Die Flut-Strömung geht nach SW, die Ebbe-Strömung nach NO. Von Pulo-Oby bis Pulo-Capas und Pulo-Brala sind die Strömungen südsüdwestliche und südliche. Die Geschwindigkeit derselben beträgt 2 bis 2·5 Meilen. An der Nordküste der Halbinsel Malakka ist die Richtung der Strömung SSO, zwischen Bitang und Borneo ist die allgemeine Richtung S. An der NW-Küste von Borneo und in dem Raum nördlich und nordöstlich von den Natunas beobachtet man häufig eine Gegenströmung nach NO und Nord. Westlich von Palawan und Luçon sind die Strömungen sehr veränderlich, und von den Winden abhängig. An der Küste von Luçon wird sehr oft, eine Nordströmung constatirt. Diese nimmt bei Cap Bojador, bei großer Geschwindigkeit, eine NO- und ONO-Richtung an, und trifft in der Nähe der Babuyanes mit der Südwest-Strömung des Chinesischen Meeres und den Ausläufern der Nördlichen Äquatorial-Strömung zusammen. Hiedurch entstehen ungewisse Strömungen, deren Geschwindigkeiten manchmal beträchtlich sind. Im Canal von Formosa ist die Strömung eine südliche.

Während des SW-Monsuns ist die Richtung der Strömung an der Ostküste von China NNO bis ONO. Die Geschwindigkeit erreicht manchmal 3 und selbst 4 Meilen in der Stunde. Diese Geschwindigkeit wird auch der Nordströmung zugeschrieben, welche im August bei den Pescadores (Canal von Formosa) beobachtet wurde. An der Südküste von China lauft die Strömung nach Ost. Der Fluss Canton erzeugt eine westliche Strömung, deren Geschwindigkeit zwischen Macao und St Jean oft 1 bis 2 Meilen in der Stunde beträgt; doch ist auf diese Strömung nicht mit Sicherheit zu rechnen. Zwischen Cap Padaran und Hainan ist

die Bewegung der Gewässer sehr unregelmäßig, die Stromgeschwindigkeiten sind besonders längs der Küste von Pulo-Canton bis Padaran gering. An der Mündung des Golfs von Tonkin machen sich bei stürmischen NW- und W-Winden südwestliche und südliche Strömungen geltend, welche, sich mit der vom Monsun erzeugten Strömung kreuzend, schweren und wirren Seegang verursachen. Zwischen Padaran und Pulo-Oby ist die Richtung der Strömung Ost; doch herrschen an dieser Küste auch Gezeiten-Strömungen. Die Flut-Strömung geht nach SW, die Ebbe-Strömung nach NO. Am Eingange des Golfes von Siam sind die Strömungen nördliche oder nordöstliche und an der Nordküste der Halbinsel Malakka nördliche. An der Westküste von Palawan und Luçon gibt es mäßige nördliche Strömungen. Bisweilen ist aber auch gar keine Strömung fühlbar. Häufig ereignet es sich jedoch, dass beim Cap Bojador Strömungen mit nördlicher Richtung und großer Geschwindigkeit auftreten, und sich dann nach NO gegen die Inseln Calayan und Camiguin (Babuyanes) wenden. Ein Theil der Gewässer folgt aber der Küste von Luçon südwärts bis Cap Engano, wo sie wieder nordwärts abbiegen, und unter dem Einfluss der Nördliche Äquatorial-Strömung den Weg nach NW nehmen. Die erst beschriebene Strömung erreicht bisweilen die Geschwindigkeit von 5 Seemeilen in der Stunde, welche sich jedoch nicht weit von Cap Engano rasch vermindert. Bei den Barhees lauft die Strömung im allgemeinen nordwärts mit großer Geschwindigkeit. Bei steifen Kühlten aus W ist jedoch die Richtung derselben nicht selten eine östliche.

Der Japanische Strom oder Kuro-Siwo.

495. Der Japanische Strom entsteht, indem ein Theil der Gewässer der Nördlichen Äquatorial-Strömung, nach Passirung der Marianen sich der Ostküste von Formosa nähernd, nach WNW wendet, und bei Formosa und den Inseln Majico-Sima nordwärts umbiegt. Die Strömung wird nunmehr eine nordöstliche, sie umkreist die Lutschus, und sendet eine Abzweigung ins Gelbe und eine zweite durch die Straße von Korea ins Japanische Meer, wo sie wechselnd und unregelmäßig wird, unter günstigen Umständen aber nicht nur die Sangar- und La Perouse-Straße durchströmt, sondern noch längs den Küsten Sachalins emporsteigt und an der Ostküste dieser Insel die Terpjenija-Bai und an deren Westküste nahezu den 50. Breiten-Parallel erreicht.

Der Hauptstrom passirt zwischen der Insel Ohosima einerseits und der Insel Kiusiu anderseits, erhebt sich längs der Küste von Nipon, und entwickelt sich fächerförmig zwischen NO und O beiläufig im Meridian von Yedo. Die Japanesen nennen diese Strömung: „Kuro-

Siwo", d. h. „Schwarzer Strom", wegen der dunkeln Farbe seiner Gewässer. Die Breite dieses Stromes ist bei Formosa und den Majiko-Sima-Inseln beiläufig 100 Meilen; dieselbe nimmt aber rasch zu, sowie die Strömung die Lutschus in N dublirt hat, und beträgt schon ungefähr 500 Meilen zwischen den Bonin-Inseln und der Küste von Nipon. Die mittlere Geschwindigkeit scheint 1·5 Meilen in der Stunde zu betragen. Dieselbe wächst von Formosa bis zur Japan-Küste, wo sie zwischen den Meridianen von Kiusiu und der Bai von Yedo im allgemeinen ihr Maximum erlangt. Hier hat man bisweilen eine Geschwindigkeit von 72 bis 80 Meilen in 24 Stunden beobachtet. In 35° N-Breite hat man auf 210 Meilen vom Lande eine ONO Strömung mit einer Geschwindigkeit von 48 Meilen im Tage, — auf 75 Meilen vom Lande, mit einer Geschwindigkeit von 72 Meilen in 24 Stunden vorgefunden. King hat in derselben Breite eine Strömung mit einer Geschwindigkeit von 5 Meilen per Stunde angetroffen. An der Küste Japans neigt sich die Richtung der Strömung im Winter mehr gegen Nord, im Sommer mehr gegen Ost. Übrigens unterliegt der Kuro-Siwo dem Einflusse der Monsune. Bei SW-Monsun wird die Strömung verstärkt, sie greift weiter aus; bei NO-Monsun wird die Geschwindigkeit derselben gemindert, bisweilen wird sogar für kurze Zeit die Strömung zum Stillstande gebracht.

Auch im Sommer kommen Unregelmäßigkeiten vor. Im Juni 1861 z. B. lief die Strömung beständig mit einer Geschwindigkeit von 70 Meilen per Tag bis gegen den Golf von Yedo, aber in der Nähe der langen Inselkette im Süden des Golfes nahm sie an Schnelligkeit ab, und bog nach Süd aus. Im Juli und August wurde sie in der Nähe des Golfes gar nicht bemerkt, trotz der Periode des günstigen SW-Monsuns.[1]

Die mittlere Maximal-Temperatur des Kuro-Siwo ist ungefähr 30° C. Der Kuro-Siwo ist übrigens, wie der Golf-Strom, nicht als eine in seinem Querschnitte gleichmäßig warme Wassermasse aufzufassen. An der Nordgrenze des genannten Stromes, zwischen diesem und der Küste von Jesso und Nipon (in N der Bai von Yedo) macht sich eine aus Nord kommende kalte Strömung fühlbar. Diese hat eine 9 bis 11° tiefere Temperatur, als der Kuro-Siwo, und ist durch ihre Temperatur und die hellere Färbung des Wassers alsbald erkennbar. Wirbelbewegungen im Wasser, schlechtes Wetter und häufige, andauernde, dichte Nebel kennzeichnen das in Rede stehende Grenzgebiet. Während die Nordkante des Kuro-Siwo durch die rasche Abnahme der Wasser-Temperaturen sich nach Norden zu markirt, ist die südliche Grenze des

[1] Hydrologie des Behrings-Meeres etc. Dall Petermanns Mittheilungen, 1881.

Kuro-Siwo schwieriger zu bestimmen; der Wechsel der Farbe der Wasser ist minder auffallend, und der Übergang der Temperaturen ist ein mehr allmähliger.

In SO von Jesso wendet der Kuro-Siwo nach Ost.[1]

Nordpacifische Ost-Strömung und ihre Abzweigungen.

496. Die ostwärts laufende Fortsetzung des Kuro-Siwo ist gewöhnlich unter dem Namen: „Japanische-Strömung oder Tessan-Strömung" bekannt. Dieselbe nimmt ihren Verlauf zwischen den Richtungen NO- und Ost gegen die W-Küste Nordamerikas.

Wie im Atlantischen Ocean in den nördlichen Breiten der Florida-Strom, vereint mit dem Antillen-Strom, im Bereiche der Westwinde eine Fortsetzung findet, so erhält auch der Japanische Strom vereint mit den östlich der Marianen nordwärts abzweigenden Arm der Nördlichen Äquatorial-Strömung, unter dem Impulse der westlichen Winde gewissermaßen eine Erneuerung und Verstärkung. Wenn man die großen östlichen Strömungen des Nordatlantischen Oceans nicht vom Florida-Strom allein herleitet, so dürfte dies im Großen Ocean um so mehr von den östlichen Strömungen Geltung haben, welche auch hier im Bereiche der vorherrschenden Westwinde liegen; denn dem Kuro-Siwo, wie aus dem früher gesagten zu ersehen, fehlen zum Theil die Bedingungen, welche den Florida-Strom zu einer so mächtigen Erscheinung gestalten.

Nach den meisten Strömungskarten bewegen sich die Gewässer zwischen den Meridianen von 170° O-Länge, und 140° W-Länge vornehmlich in östlichen Richtungen und zwar ungefähr zwischen dem 40. und 50. Breiten-Parallel. Hiezu muss jedoch bemerkt werden, dass sich die südlichen Grenzen dieser Strömung kaum mit Sicherheit dürften feststellen lassen, da hier, wie die Winde, so auch die Strömungen mehr veränderlich sind.

Was die Temperaturen der Tessan-Strömung betrifft, so wurden (nach Labrosse) in 27° N. und 177° Ost eine Temperatur von 27·5° C. in 36° N. und 128° W. nur mehr eine solche von 16°3 C. beobachtet.

497. An der Küste Nordamerikas nimmt die Hauptmasse der Gewässer eine südöstliche Richtung an, und bildet die Californische

---

[1] Die älteren Stromkarten lassen in SO von Jesso den Kuro-Siwo sich spalten und führen den nordöstlich gerichteten Zweig als „Kamtschatka-Strömung" an. — Die neuesten Untersuchungen von Dall machen diese Strömung jedoch sehr zweifelhaft. Jedenfalls ist sie so schwach und unregelmäßig, dass durch Winde erzeugte Oberflächen-Ströme ihre Spuren ganz verwischen. — Nördlich des 42. Parallels scheinen sich die Strömungen hauptsächlich nach den Winden zu richten.

Strömung, während ein kleinerer Zweig nach N abbiegt, und der Amerikanischen Küste nordwärts folgt. Von ungefähr 50 bis 23° N-Breite herrscht die erstere, südwärts gerichtete, kalte Strömung; ihre Breite beträgt 200 bis 300 Meilen, ihre Geschwindigkeit im Mittel 0·7 Meilen in der Stunde. Diese ist in der Regel größer in der Nähe des Landes, als weiter in See. Die Richtung der Strömung ist im allgemeinen jene der Küste; bei der Spitze Concepcion wendet die Strömung nach S, dann nach SW und Dwars vom Cap St. Lucas und San Blas nach WSW. In der Höhe von Monterey ist die Temperatur des strömenden Wassers 13 oder 14° C., und 15° C. in 30° N-Breite.

Auf die beschriebene Art schließt sich im Nordpacifischen Ocean der Kreislauf der Strömungen ab, den sogenannten „Fleurieuschen Wirbel" bildend.

498. An der Küste von Mexico, vom Cap Corrientes (20° N. ungefähr) bis zum Cap Blanco im Golf von Nicoya, herrschen in einer Breitenausdehnung von mehr als 300 Meilen je nach den Jahreszeiten wechselnde Strömungen. Im Jänner, Februar und März ist die Richtung derselben gewöhnlich eine südöstliche. Vom Mai bis October, — vorzüglich im Juli, August und September — gehen die Strömungen meistens nach NW, und zwar besonders von der Cocos-Insel und dem Golf von Nicoya bis 15° N-Breite.

Was die Strömungen in der Bai von Panama anbelangt, so findet man, — ausgehend vom Cap Lorenzo oder dem Äquator — an der Südamerikanischen Küste eine Strömung, welche bis auf eine Distanz von einigen 60 Meilen vom Lande der Richtung der Küste folgt, in die Bai von Panama eintritt und sie umkreist. An der Westküste der Bai wendet sich die Strömung südwärts, und erlangt, besonders in der Zeit vom December bis April, wenn ONO-Brisen häufig sind, eine beträchtliche Geschwindigkeit. In der Bai von Panama und an deren Mündung sind die Strömungen häufig sehr stark, aber durchaus nicht regelmäßig. Mehr westlich in hoher See, z. B. in den Gewässern der Insel Malpelo, wurden Strömungen beobachtet, welche mit großen Geschwindigkeiten bald nach ONO, bald nach SW laufen.

499. Weiter oben wurde gesagt, dass die Japanische-Strömung, — die Ost-Strömung des Nordpacifischen Oceans — in der Nähe der Küste Nordamerikas, auch einen Zweig nordwärts entsende. Diese Zweigströmung folgt der Amerikanischen Küste und verliert sich längs der Kette der Aleuten. Sie verstärkt die dort nach NW gehende Flut-Strömung.[1]

[1] Es muss übrigens bemerkt werden, dass diese Zweigströmung nicht so weit constatirt erscheint, um sie auf allen Strömungskarten verzeichnet zu finden. Auf der

Arktische-Ströme.

500. Im Berings-Meere gibt es eine Bewegung der Gewässer an der Oberfläche mit nördlicher Tendenz, doch ist sie so gering, um kaum die Bezeichnung „Oceanische Strömung“ zu verdienen. Im allgemeinen sind in diesem Meere die Strömungen von den Winden und Gezeiten abhängig. Die tiefern Schichten haben jedoch entschieden eine Bewegungs-Tendenz nach Süd.

Unter günstigen Umständen mag sich eine kleine Wassermasse durch die Berings-Straße herab drängen, doch ist sie so unbedeutend, dass diese Strömung kaum als Polar-Strömung aufzufassen ist. Die Südströmung des Berings-Meeres ist vielmehr eine dem tiefen und kalten, westlichen Theile des genannten Meeres eigenthümliche Strömung, die durch Niederschläge und durch Flusswasser von beiden Continenten verstärkt wird. Vornehmlich im südlichen, aber auch im östlichen Theile des Berings-Meeres wurden häufig westliche Strömungen vorgefunden. In der Berings-Straße wechseln die Strömungen, und sind mitunter ebensowohl starke Nord- als auch Süd-Strömungen (und zwar auf beiden Seiten der Straße) von verschiedenen Seefahrern beobachtet worden. Die Flut-Strömungen, welche hier einen nordwestlichen Verlauf haben, die Strömung, die durch den Fluss Yukon erzeugt wird, und die im Sommer vorherrschenden Südwinde mögen die Hauptursachen sein, welche in der Berings-Straße nördliche Strömungen hervorrufen.[1]

501. Es wurde vorhin bemerkt, dass besonders im westlichen Theile des Berings-Meeres eine südliche Bewegungs-Tendenz der Gewässer wahrgenommen worden ist. Diese Strömung, wenn vorhanden, muss die aus dem Ochotskischen Meere tretende kalte Strömung verstärken.

Aus der Penschina-Bai des Ochotskischen Meeres brechen nämlich zwei kalte Strömungen hervor. Die eine lauft längs der Westküste Kamtschatkas gegen Süden, bespült die West- und Ostküsten der Kurilen und vereinigt sich auf der Oceanseite dieser Inseln mit den kalten Wassern, welche längs der Ostküste Kamtschatkas, und in der Tiefe aus dem Berings-Meere herabfließen, um sich dann theilweise gegen die Tsugar-Straße, mit der Hauptmasse aber zwischen Nipon und den Kuro-

---

Strömungskarte der englischen Admiralität vom Jahre 1872 ist statt derselben eine südwärts laufende Strömung längs der NW-Küste Amerikas angegeben. Übrigens ist, wenn auch der nordwärts gerichtete Stromzweig besteht, deshalb der eben erwähnte südlich verlaufende Küstenstrom nicht ausgeschlossen.

[1] Dall: „Hydrologie des Behrings-Meeres“, Petermanns Mittheilungen, 1881.

Siwo zu drängen und den weitern Weg in der Tiefe, unter dem letzteren fortzusetzen.

Der zweite Zweig kalten Wassers, welcher von der Penschina-Bai kommt, hält sich an der Asiatischen Küste bis zur Nordspitze Sachalins. Hier spaltet sich der Strom. Ein Theil strömt, in einiger Entfernung längs der Ostküste Sachalins südwärts bis zur La Perouse-Straße. Der andere Theil lauft zwischen Sachalin und der Asiatischen Festlands-Küste, sich stets an letztere anschmiegend, herab bis zur Korea-Straße, in welcher er sich erst verliert.[1]

502. Nach andern Autoren passirt diese kalte Strömung zwischen Korea und den Japanischen Inseln, und gibt jener Strömung ihre Entstehung, welche längs den Küsten von China nach Süden lauft und auch im Canal von Formosa noch beobachtet wurde.

So weit die Tiefen von der Chinesischen Küste seewärts regelmäßig zunehmen, trifft man auf kaltes Wasser, auf warmes aber, sobald eine steilere Senkung des Bodens vorgefunden wird.[2]

Dass relativ kalte Gewässer hier so weit nach Süden greifen, zeigt sich wohl auch in dem Umstande, dass ausgedehnte und ergiebige Fischereien, die an Wichtigkeit denen der Neufundländischen Bank kaum nachstehen, in so südlichen Breiten, an der Grenze des Kuro-Siwo, betrieben werden können.[3]

Neueren Untersuchungen gemäß hat die kalte Strömung an der Chinesischen Ostküste ihren Ursprung im Gelben Meere.[4]

B. Unterseeische Strömungen.

Hiezu die Karte auf Tafel *B.*[5]

503. Zweifellos sind unterseeische Strömungen vorhanden. Ihre Existenz ergibt sich einerseits als eine natürliche Folge der an der Oberfläche sich bewegenden Gewässer, welche Ersatzströme bedingen;

---

[1] Schrenk: „Die Strömungen im ochotskischen und japanischen Meere". Hydrographische Mittheilungen, 1874.

[2] Labrosse: Routes maritimes l'Ocean pacific.

[3] G. Leipoldt: O. Peschels „Physische Erdkunde".

[4] Schrenk: „Die Strömungen des ochotskischen und japanischen Meeres".

[5] Die unterseeischen Strömungen, welche in der Tafel angedeutet sind, wurden der Strömungskarte von Dr. Neumayer (Anleitung zu wissenschaftlichen Beobachtungen auf Reisen) und jener von Wild (Thalassa) entnommen.

anderseits wurden sie hie und da durch unterseeische Treibobjecte, welche wieder die Oberfläche erreichten, in wenigen Fällen auch durch directe submarine Strombeobachtungen mittelst Instrumenten nachgewiesen. In der neuesten Zeit sind die submarinen Strömungen durch die sorgfältigen Messungen der Tiefsee-Temperaturen und des Salzgehaltes nicht nur untrüglich constatirt, sondern auch insoweit festgestellt worden, dass man sie auf den Strömungskarten bereits anzudeuten beginnt. Ist aber schon unsere Kenntnis über die Oberflächenströme für gar manche Meeresgebiete noch lückenhaft, so gilt dies in viel höherem Grade von den Unterströmen. Trotzdem lässt sich über dieselben Folgendes anführen:

Die Temperatur-Messungen ergeben zunächst eine allgemeine Wasserbewegung in den Tiefen von den Polar- nach den Äquatorial-Gegenden, in welchen das kalte Wasser allmählig emporsteigt. Doch nur an einzelnen Stellen gestaltet sich die Wasserbewegung derart, dass man sie eine Strömung nennen kann.

Es scheint sich übrigens in den Tiefen ein Kreislauf der Gewässer zu vollziehen, umgekehrt jenem an der Oberfläche.

504. Von den kalten Unterströmen der Nord-Hemisphäre lässt sich anführen, dass im Nordatlantischen Ocean sich die Gewässer des Golf-Stromes in SO von Neu-Fundland über eine südwärts gerichtete Arktische Unter-Strömung bewegen; Eisberge, welche tief in den Golf-Strom eindrangen, gaben zuerst Kunde von derselben. Östlich von Florida und den Bahamas wurde ein kalter Unterstrom mit südlicher, an der Westküste von Afrika ein solcher mit nördlicher Richtung beobachtet. Im Großen Ocean wird von kalten Unterströmen berichtet, welche aus dem Berings-Meere kommen, von andern, welche in SO von Japan und in Ost der Philippinen in südöstlicher und südlicher Richtung ziehen.

505. Großartiger gestaltet sich die unterseeische Bewegung der polaren Gewässer in der Süd-Hemisphäre. Im Atlantischen, Indischen und Großen Ocean wird ein Einsetzen der antarktischen Gewässer in der Tiefe gegen den Äquator hin constatirt. Nach Wild ziehen im Südatlantischen Ocean unterseeische Antarktische Strömungen von SO nach NW gegen die Küste Südamerikas, wenden dann nach N und NO, überschreiten die Linie, und wurden im westlichen Theile des Oceans noch in den Breiten von Guyana beobachtet. Im Südindischen Ocean wird von unterseeischen Antarktischen Strömungen zwischen 80 und 100° Ost-Länge und 60 bis 50° S. Br. berichtet, welche nordwestwärts gegen Afrika sich bewegen.

Kalte Unterströmungen, vielleicht eine Fortsetzung der eben genannten, wurden mit NO-Curs östlich von Natal und von den Mascarenen gefunden, sie scheinen dann mehr nordwärts zu biegen, und in den Golf von Oman und Bengalen einzutreten. Im Stillen Ocean setzen Antarktische Unterströme nach nordwestlicher Richtung ein.

506. Was die warmen unterseeischen Strömungen anbelangt, so begleiten solche im Nordatlantischen Becken die verschiedenen Zweige des Golf-Stromes, im Südatlantischen den rückkehrenden Verbindungs-Strom. Als Unterströme erscheinen auch die südwärts gerichteten Ausläufer der Brasilianischen Strömung.

Der Guinea-Strom dürfte in einem unterseeischen, längs der Küste südwärts laufenden Strom eine Fortsetzung finden.

Im Indischen Ocean ergießen sich warme Unterströmungen ins Antarktische Meer in S und SO vom Capland, und in S und SO von Australien; im Südpacifischen Ocean endlich dringen ebenfalls derartige südwärts gerichtete Strömungen in den Bereich der südpolaren Gewässer vor.

C. Treibeis-Grenze.

507. Die Meeresströmungen beeinflussen, wenn auch nicht ausschließlich, doch in hervorragendem Grade die Verbreitung des Treibeises. Der Darstellung der erstern wird demnach jene der letztern angereiht.

Vorerst mögen — weil für die Schiffahrt von Wichtigkeit — einige Bemerkungen bezüglich der Anzeichen einen Platz finden, welche das Herankommen von Treibeis verrathen.[1] Solche Anzeichen sind:

Erstlich das rasche Sinken der Meeres-Temperatur, welches 2 bis 3 Grade betragen kann; dann eine eigenthümliche Helle oder eine Art Blinken, welches man selbst in dunkler Nacht wahrnimmt, besonders dann, wenn das Treibeis einen großen Umfang hat, und eine ziemlich ebene, mit Schnee bedeckte Fläche darstellt. Nahe dem Eise kann diese Helle den Anschein einer weißen Wolke annehmen. Manchmal werden sich über den Eisfeldern Nebel bilden.[2]

Ein weiteres Anzeichen von Treibeis ist das Geräusch, welches die Wellen verursachen, indem sie sich am Eise brechen.

---

[1] Diese fanden theilweise schon im VI. Abschnitte (Eis) eine Erwähnung.

[2] Vgl. im VI. Abschnitt jenen Theil, welcher vom „Eis im Meere“ handelt.

Ungeachtet dieser mehrfachen Vorboten, welche die Nähe des Treibeises anzeigen, ist es erforderlich, sich auf dieselben allein nicht zu verlassen, sondern stets auf der Hut zu sein, um der Gefahr, welche das Treibeis den Schiffen bereitet, zu entgehen.

In solchen Gegenden, in welchen Treibeis zu gewärtigen ist, soll immer eine derartige Segelführung platzgreifen, die rasch zu manövriren gestattet. Die Meeres-Temperatur ist häufig zu beobachten. Ein Ausluger soll immer die dunkle Linie des Horizontes im Auge haben. Wenn sich ein weißlicher Fleck oder nur eine etwas hellere Partie auf derselben zeigt, ist dies ein Zeichen von Treibeis. Außer diesem, häufig zu wechselnden Ausluger, welcher den Horizont beobachtet, soll stets ein anderer Mann auf die kleinen Eisschollen zu achten haben, welche gewöhnlich nur auf nahe Distanz bemerkt werden können.

Bei gutem Winde erscheint es empfehlenswert, die großen Eisschollen in Luv zu dubliren, um den kleinern, welche rascher treiben, eher auszuweichen. Diese letzteren Schollen sind besonders zu fürchten, sie sind bei bewegter See nicht zu bemerken; reichen oft tief in das Wasser, während sie das Niveau kaum überragen.

508. Die nachstehenden Tabellen, welche den Werken von Labrosse[1] entnommen sind, enthalten die Treibeis-Grenzen in den einzelnen Oceanen. Dieselben sind jedoch, wie alle Angaben dieser Art, nur als beiläufige Mittelwerte zu betrachten, weshalb man darauf gefasst sein muss, dass selbe manchmal vom Eise überschritten, manchmal aber auch gar nicht erreicht werden.

Grenzen des Treibeises in Ost und Süd von Neu-Fundland. (Nach Labrosse.)

Ostgrenzen im Juli und August.

Breite	51° N.	50° N.	49° N.	48° N.	47° N	46° N.	45° N.	44° N.
Länge	W. 43°	W. 42° 10′	W. 42°	W. 41°	W. 40°	W. 39° 30′	W. 38° 30′	W. 38° 20′

[1] In der Tafel *B* sind die Treibeis-Grenzen bei möglichster Berücksichtigung der herrschenden Strömungen eingetragen. Beim Entwurfe lagen vor: Die Strömungs-Karte von Dr. Neumayer (Anleitung zu wissenschaftlichen Beobachtungen auf Reisen), die Strömungs-Karte des Atlantischen Oceans von der deutschen Seewarte, die Strömungs-Karte der englischen Admiralität, 1872, Stielers Atlas, 1880, etc.

Östliche und südliche Grenzen des Treibeises von April bis Juni.

Breite	N. 52°	N. 51°	N. 50°	N. 49°	N. 48°	N. 47°	N. 46°	N. 45°	N. 44°	N. 43°	N. 42°	N. 41°	N. 40°	N. 39°30′	N. 39°
Länge	W. 51°	W. 48°	W. 46°	W. 44°35′	W. 43°30′	W. 43°	W. 42°30′	W. 42°	W. 41°	W. 40°	W. 39°10′	W. 39°	W. 40°	W. 42°	W. 44°

Auf dem Parallel 39° N. kann man auf Treibeis zwischen 44 und 46° W. treffen, dann lauft die Grenze nordwärts und schneidet 39° 30′ N. in 48° W., 40° N. in 50° W., 41° N. in 53° W., 42° N. in 55° W.

Östliche und südliche Grenzen von März bis Juli, innerhalb deren größere Eisbänke vorkommen.

Breite	N. 51° 30′	N. 51°	N. 50°	N. 49°	N. 48°	N. 47°	N. 46°	N. 45°	N. 44°	N. 43°	N. 42° 30′
Länge	W. 52° 30′	W. 51°	W. 48°	W. 47°	W. 46°	W. 45°	W. 45°	W. 45°	W. 45° 30′	W. 47°	W. 48°

In 42° N. verlauft die Grenze von 50° bis 51° W.; dann erhebt sie sich nach Norden und schneidet 43° N. in 52° W., 44° N. in 54° W.

Mittlere Grenzen des Treibeises im Südatlantischen Ocean. (Nach Labrosse.)

Längen	Breite S. Jänner, Februar, März	Breite S. April, Mai, Juni	Breite S. Juli, August, September	Breite S. October, November, December
100° W.	57°	57° 55′	59° 40′	53° 20′
95	57 10′	58 15	59 55	54 30
90	57 5	58	59 40	55 15
85	56 55	57 30	58 40	56 8
80	56 35	56 55	57 15	56 35
75	56 45	57 10	56 55	56 50
70	57 15	57 25	57 15	56 50

Längen	Breite S. Jänner, Februar, März	Breite S. April, Mai Juni	Breite S. Juli, August, September	Breite S. October, November, December
65° W.	56° 30′	56° 50′	56° 35′	56° 12′
60	54 45	55 55	55 15	54 10
55	51 45	54 15	54	52
50	47 25	52 20	51 45	51 5
45	44 35	50 45	48	48 55
40	41 35	50	45 50	46 35
35	40 15	49 20	45 30	44 50
30	39 50	48 40	45 10	43 50
25	40 15	48 15	45	44
20	40 30	47 55	45 10	44 12
15	42 30	48	45 15	44 30
10	43 10	48 25	45 10	44 45
5	43	49 20	45 40	44 45
0	42 20	49 55	46 42	44 15
5° O.	42 15	50	47	44
10	43 15	49 5	46 35	44 10
15	46 40	47 45	47 15	46
20	49 10	47 10	48 20	48 25
25	50 40	47 55	50	49

Im Südatlantischen Ocean scheint man zwischen 40 bis 50° S. und 30 bis 5° W. dem Treibeis besonders ausgesetzt zu sein.

Mittlere Grenzen des Treibeises im Indischen Ocean.
(Nach Labrosse.)

Jahreszeit	Mittlere Grenzen des Treibeises														
	20° O.	30° O.	40° O.	50° O.	60° O.	70° O.	80° O.	90° O.	100° O.	110° O.	120° O.	130° O.	140° O.	150° O.	160° O.
Jänner, Februar, März	S. 48°	S. 46°	S. 45°	S. 44°	S. 45°	S. 47°	S. 47°	S. 48°	S. 48°	S. 47°	S. 44°	S. 44°	S. 48°	S. 54°	S. 54°
April, Mai, Juni . .	47	45	45	44	46	53	52	51	51	50	50	52	52	52	52
Juli, August, September	48	45	46	44	45	53	53	51	49	49	50	51	52	52	52
October, November, December. . . .	47	42	41	41	42	43	43	43	43	47	50	51	52	52	52

Tafel, die dem Äquator nächsten Punkte enthaltend, an welchen im Indischen Ocean Treibeis getroffen wurde.

Monat	Jahr	Breite S.	Länge O.	Monat	Jahr	Breite S.	Länge O.
Jänner . . .	1850	34° 50′	18° 30′	April	1828	35° 50′	18° 50′
	1850	34	20 20		1853	36	20
	1856	45 30	45 30		1855	43 30	13
	1856	45 26	46 3		1855	46	27
	1859	45 8	11 54		1856	46	39 30
Februar . .	1848	46	134	Mai	1839	39 30	16 41
	1855	47 13	20		1855	45	37 40
	1856	46 59	12 15		1840	47 17	58 50
März	1840	47 3	10 51	Juni	1856	45 10	48 43
	1856	46 50	3 11		1856	43 38	50 48
	1857	42 30	66	Juli	1840	48 41	69 6
					1856	45	59 30

Monat	Jahr	Breite S.	Länge O.	Monat	Jahr	Breite S.	Länge O.
August . . .	1840	40° 25′	19°	November .	1840	39° 50′	33° 40′
	1840	36 10	13 40′		1854	43 18	8 15
September .	1840	37	13		1856	40 51	43 27
	1840	37	15		1856	41	52 48
	1840	37 30	36 20		1789	44 30	44 30
	1844	37 8	24	December .	1840	40 24	29
October . .	1840	36 10	16 1		1840	39 24	39
	1840	37	12		1854	44	46
	1856	41 47	36 21		1855	43 33	18 10
	1856	41	42				

Im Nördlichen Stillen Ocean hat man kaum zu befürchten, südlich von 50° N. auf Treibeis zu stoßen.

Anders stellen sich die Verhältnisse im südlichen Theile dieses Oceans.

Mittlere Grenze des Treibeises in der Südsee.
(Nach Labrosse.)

Länge	Breite S.	Länge	Breite S.	Länge	Breite S.	Länge	Breite S.
60° W.	53° 15	100° W.	44°	160° W.	40° 30′	155° O.	52° 45′
65	56 30	110	42 45′	170	40 10	150	51 30
70	57 15	120	42 20	175	45 50	140	47 15
75	57	130	41 45	180	49 30	130	45 20
80	55 10	140	41 20	170° O.	51 15	120	45
90	47	150	40 45	160	53	110	45
						100	44 40

Vom October bis April, daher in der Frühjahrs- und Sommerszeit der Süd-Hemisphäre trifft man im Südpacifischen Ocean am häufigsten auf Treibeis. Dasselbe gelangt im allgemeinen zwar selten bis über 50° S. Breite, bisweilen treibt es aber darüber hinaus und erreicht in vereinzelten Fällen sogar den 40. Grad südlicher Breite. Besonders häufig findet man Treibeis zwischen 175 und 90° W. Lg. südlich des 52. Breiten-Parallels; dann östlich von 70° W. Lg. in S, SO und O von Cap Hoorn. Das Eis treibt östlich von Cap Hoorn, also im Südatlantischen Ocean, meistens in ost-nordöstlicher, dann nordöstlicher und östlicher, und von beiläufig 15° W. Lg. an in südöstlicher Richtung.

In der Zeit vom April bis October wird man in der Südsee nördlich von 50° S. fast nie Treibeis begegnen. Am ehesten hat man Treibeis zu gewärtigen zwischen 50 und 53° S. Br. und 150 bis 95° W. Lg.; dann zwischen 53 und 60° S. Br. und 160° W. Lg. und dem Cap Hoorn.

D. Ursachen der Meeresströmungen.

509. Nachdem wir bisher den Verlauf der Meeresströmungen, so weit derselbe bekannt ist, im wesentlichen dargelegt, und somit den für die praktische Navigation belangvollen Theil abgeschlossen haben, so erübrigt nur noch die Beleuchtung der Ursachen, welche die oceanischen Strömungen veranlassen. Da diese jedoch noch keineswegs ganz zweifellos aufgeklärt sind, so dürfte es gerechtfertigt erscheinen, wenn wir uns hiebei nur auf eine ganz kurze Darlegung derjenigen Ansichten einlassen, welche gegenwärtig die meist verbreiteten sind und als die wahrscheinlichsten anerkannt werden müssen.

Die Meeresströmungen werden meist durch das Zusammenwirken mehrerer Ursachen eingeleitet, und dann durch verschiedene Einflüsse mehr oder weniger aus den ursprünglichen Bahnen abgelenkt.

Wenn nun auch die verschiedenen Ursachen, welche die Strömungen veranlassen, nicht mehr ungekannt sind, so ist es, trotz aller bisherigen Bemühungen doch noch nicht gelungen, eine vollends befriedigende Erklärung über die Entstehung der Meeresströmungen, sowie über ihre periodischen Änderungen in Richtung und Stärke aufzustellen. Man hat es bisher noch nicht dahin gebracht, die verschiedenen Einflüsse sicher und zufriedenstellend zu combiniren und jedem einzelnen und allen zusammen das richtige Maß der Einwirkung im erzeugenden, beschleunigenden, verzögernden oder ablenkenden Sinne,

zweifellos zuzuerkennen. Bleibt demnach die endgiltige Lösung dieses Problems auch einer Zeit vorbehalten, in welcher uns die verschiedenen Vorgänge im Ocean geklärter vorliegen werden, so können wir dem ungeachtet das Stadium kennzeichnen, in welchem sich dasselbe befindet, und dies um so mehr, nachdem in der letztern Zeit, zum Theile durch directe Strömungsmessungen, zum Theile durch genaue Temperatur- und Salzgehalts-Bestimmungen, und außer diesen durch eingehende theoretische Untersuchungen die älteren Anschauungen mehr weniger modificirt und neue Gesichtspunkte zur Beurtheilung der Meeresströmungen geschaffen wurden.

510. *a.* Als erste und Hauptursache der Meeresströmungen muss die Wirksamkeit der Winde angeführt werden. Zu dieser ersten ursächlichen Erregung der Meeresströme treten dann noch verschiedene, dieselben modificirende Einflüsse hiezu.

Der Ansicht, dass Winde sogenannte „Driftströme" erzeugen können, pflichtete man bereits seit mehr als einem Jahrhundert bei. Schon Franklin und nach ihm Rennell machten auf diese Thatsache aufmerksam; späterhin traten derselben Ansicht auch Sir John Herschel, Croll, Laughton und Findlay bei, und nach diesen hielten Hydrographen, Geographen und Seeleute meistens dafür, dass die ausgedehnten Äquatorial-Ströme der großen Meere den Passatwinden ihr Entstehen verdanken.

Die östlichen Strömungen, im Bereiche der vorherrschend westlichen Winde (in beiden Hemisphären) sind der Beobachtung ebenfalls nicht entgangen, was die bestehenden Strömungskarten nachweisen. Auch in der Nord- und Ost-See wurden bei anhaltenden starken Westwinden Oberflächenströme deutlich wahrgenommen. Dasselbe lässt sich bei heftigen Scirocco- und den darauf häufig folgenden Bora-Stürmen in der Adria, sowie auch an anderwärtigen Küsten beobachten. Endlich konnten die durch „Wind-Stau" hevorgerufenen Strömungen unmöglich übersehen werden, da ja derartige Wasseranhäufungen an Küsten, gegen welche durch längere Zeit heftige Winde wehen, nicht nur die Stromrichtung der dort mündenden Flüsse umzukehren vermögen, sondern auch Sturmfluten erzeugen, die nur zu häufig die größten Verheerungen im Gefolge haben.[1]

Bestand sohin einerseits über den Einfluss der Winde auf die Erzeugung von Meeresströmungen kein Zweifel, so hielt man anderseits doch wieder dafür, dass ihre Wirkung sich nur auf die obersten Schichten,

---

[1] Annal. der Hydr. etc., 1879, p. 158.

d. i. nur bis auf wenige Meter Tiefe erstrecke; eine Anschauung, die zum Theile aus dem Umsetzen einzelner Meeresströme bei eintretendem Windwechsel entstanden sein dürfte.

Dass sich die Sache anders verhält, dass nämlich den Winden eine viel bedeutendere Macht in dieser Hinsicht inne wohnt, und dass jene Winde, welche entweder constant oder doch periodisch über einzelnen Meeresgebieten wehen, Strömungen im Ocean erzeugen können, die selbst bis zum Grunde reichen, darüber haben uns die Arbeiten des Professor K. Zöppritz in Gießen belehrt.[1]

Derselbe hat, einerseits gestützt auf die Thatsache, dass constant wehende Winde Oberflächenströme, mit vom Winde abhängiger Geschwindigkeit erzeugen, und anderseits unter Heranziehung der seit einigen Jahren hoch entwickelten Theorie der Reibungen in Flüssigkeiten, den innigen Zusammenhang zwischen den Winden und Meeresströmungen klar gelegt.

Denkt man sich die, über einer horizontalen Bodenfläche ruhende Wassermasse von unbegrenzter Ausdehnung in unendlich dünne, übereinander lagernde Schichten zerlegt, und die Oberflächenschicht durch irgend eine in ihrer Ebene wirkende Kraft in fortschreitende Bewegung versetzt, so kann in Folge des molecularen Zusammenhanges die ihr anliegende Schicht nicht in Ruhe bleiben; sie wird vielmehr in derselben Richtung, wie die Oberflächenschichte zur Bewegung angetrieben. Da nun ebenso wie die erste Schichte auf die zweite, die zweite wieder auf die dritte, und diese ebenso auf die vierte Schichte u. s. f. einwirkt, so wird sich die Bewegung schließlich mit abnehmender Geschwindigkeit bis zum Grunde fortpflanzen.

Wird die Oberflächenschichte seit sehr langer Zeit immer in gleicher Weise zur Bewegung in horizontaler Richtung angetrieben, so bildet sich schließlich ein stationärer Zustand nicht bloß für die Oberflächen, sondern auch für die darunter liegenden Schichten, d. h. die ganze Wassermasse bewegt sich im Sinne der Anregung, indem die Geschwindigkeit an der Oberfläche am größten ist und nach unten abnimmt, so wie die Tiefe immer größer wird. Dieser Bewegungszustand muss so lange andauern, als nicht andere Ursachen ablenkende oder entgegengesetzte Einflüsse ausüben. Unter normalen Verhältnissen nimmt die Geschwindigkeit gerade so ab, wie die Tiefe zunimmt.

---

[1] Wiedemanns Annalen der Physik. N. F. 1878. III, p. 582—607. „Zur Theorie der Meeresströmungen."

Annal. d. Hydr. etc. 1878, VI, p. 239 etc., und 1879, p. 155 etc.

Zöppritz fand unter anderem, dass ein Zehntel der Oberflächen-Geschwindigkeit — unter den oben gemachten Voraussetzungen — 0·41 Jahre braucht, um 10 Meter tief einzudringen. Damit die halbe Oberflächen-Geschwindigkeit in derselben Tiefe zur Geltung komme, sind schon 2·39 Jahre erforderlich. Demnach wird in 100 Meter Tiefe der zehnte Theil der Oberflächen-Geschwindigkeit erst in 41, und deren Hälfte erst nach 239 Jahren herrschen.

Eine 4000 Meter tiefe, auf horizontalem Boden lagernde Wassermasse von unendlicher Ausdehnung befände sich nach 200.000 Jahren nahe dem stationären Zustande, wenn an der Oberfläche der ursprünglich ruhenden Wassermasse eine constant bleibende Oberflächen-Bewegung eingeleitet würde. In 100.000 Jahren wäre jedoch der stationäre Zustand selbst in der halben Tiefe, d. i. in 2000 Meter noch nicht erreicht.

Diese Berechnungen zeigen ebensowohl, wie ungemein langsam sich Oberflächen-Bewegungen und somit auch Bewegungsänderungen nach der Tiefe fortpflanzen, weshalb Geschwindigkeitsänderungen, die durch vorübergehende Kräfte an der Oberfläche erzeugt werden, die Tiefengeschwindigkeiten nur sehr wenig beeinflussen; — sie zeigen aber auch umgekehrt, dass eine Flüssigkeits-Masse, welche sich in einem stationären Bewegungszustand befindet, ihre Geschwindigkeit eben so langsam verlieren oder verändern würde, falls die Bewegungsursache an der Oberfläche plötzlich ganz aufhören würde oder ganz verändert einzuwirken begönne.

Da nun die gemachten Annahmen in den Äquatorial-Gegenden der großen Oceane zum größeren Theile vorhanden sind, so können die allgemeinen Zöppritz'schen Untersuchungen auf die Strömungen im Meere übertragen werden.

„Unter den mitgetheilten Resultaten sind namentlich zwei hervorzuheben, die den bisher vorherrschenden Anschauungen mehr oder weniger widersprechen. Erstens, dass die von einer unveränderlichen Oberflächen-Geschwindigkeit herrührende stationäre Bewegung im Innern einer unbegrenzten Wasserschicht sich mit linear abnehmender Geschwindigkeit bis auf den Grund hinab bemerklich macht, während man bisher vielfach die Ansicht ausgesprochen fand, dass der Einfluss solcher Oberflächen-Ströme, wie z. B. die durch die Passate erzeugte Drift in den tropischen Oceanen, nur in sehr beschränkte Tiefen hinabreiche.[1]

[1] Zeitschrift für allg. Erdk. Berlin, 1854. III, p. 173. — Irminger hat durch zwei Beobachtungen die Nördliche Äquatorial-Strömung im Atlantischen Ocean noch in 500 Faden (915 M.) Tiefe constatirt.

Zweitens wurde gefunden, dass alle zeitlich veränderlichen, periodischen oder unperiodischen Veränderungen der auf die Oberfläche wirkenden Kräfte sich außerordentlich langsam, die periodischen mit sehr rasch abnehmender Amplitude in die Tiefe hinein fortpflanzen. Aus der Zusammenfassung beider Sätze folgt, dass die Bewegung des Hauptkörpers einer periodisch veränderlichen Oberflächen - Kräften unterworfenen Wasserschicht durch die mittlere Geschwindigkeit der Oberfläche bestimmt ist, und dass die periodischen Veränderungen nur in einer verhältnismäßig sehr dünnen Oberflächen-Schicht bemerkbar sind. Es ist hieraus ersichtlich, dass bisher der Einfluss der Reibung nach einer Richtung hin unterschätzt wurde, insofern man nämlich glaubte, ihren Einfluss nicht als einen so tief eindringenden betrachten zu dürfen, nach einer andern Richtung hin aber überschätzt wurde, insoferne man der Reibung bezüglich der Fortpflanzung veränderlicher Strömungsbewegungen einen viel zu bedeutenden Einfluss zuzuschreiben pflegte. Auch nach einer anderen Seite hin wurde ihre Wirkung vielfach überschätzt, nämlich bezüglich der Einwirkung des Ufers auf einen längs desselben verlaufenden Strom. Wenn wieder die gesammte Oberfläche in constanter Geschwindigkeit erhalten wird, so ist auch im seitlich begrenzten Strom im stationären Zustande die Geschwindigkeits-Vertheilung unabhängig vom Reibungs-Coefficienten. Außerdem ist der Einfluss der Ufer auf die Geschwindigkeits-Vertheilung ein außerordentlich geringer".[1]

511. Die zweite Hauptursache der Meeresströmungen (vornehmlich in meridionalem Sinne) wird in der Verschiedenheit des specifischen Gewichtes der Ocean-Gewässer gesucht. Die Meinungen sind aber über diesen Punkt nicht mehr so ungetheilt, wie über den Einfluss der Winde.

Wird das Gleichgewicht, welches unter den Theilchen einer Flüssigkeit herrscht, dadurch gestört, dass man durch eine locale Erhöhung oder Erniedrigung der Temperatur eine partielle Auflockerung, resp. Verdichtung an einer Stelle herbeiführt, so muss im allgemeinen eine Bewegung der Flüssigkeitstheilchen eintreten, da in Folge der Schwerkraft die specifisch leichteren Theilchen die oberen, die specifisch schwereren dagegen die unteren Partien jenes Raumes einzunehmen trachten, in welchem sie eingeschlossen sind. Während dieser Ausgleich, welcher einige Zeit in Anspruch nimmt, vor sich geht, sind die

[1] Dr. K. Zöppritz: „Zur Theorie der Meeresströmungen". Annal. d. Hydr. etc. 1878. VI, p. 241 und 242.

Flüssigkeitstheilchen fortwährend in Bewegung. Diese Bewegung kann nun ebensowohl in verticaler als horizontaler, oder auch in schiefer Richtung vor sich gehen; denn gerade so einfach und aus dem gleichen Grunde, wie das allbekannte Untersinken und Emporsteigen der Theilchen von verschiedenem specifischem Gewichte, erklärt sich auch eine horizontale, oder schief gerichtete Bewegung derselben, wenn die ungleich dichten Flüssigkeiten — selbst ohne eine Niveaudifferenz — sich nicht über, sondern neben einander befinden. Man überzeugt sich hievon leicht, wenn man z. B. in ein Glasgefäß zwei ungleich dichte und verschieden gefärbte Salzwasser-Mengen, die nur durch eine Wand von einander getrennt sind, gleich hoch einfüllt, und hernach die Scheidewand, welche den Unterschied im Seitendruck beider Flüssigkeiten paralysirt, aushebt; man nimmt alsdann deutlich wahr, wie die Theilchen gegen einander drängen und sich bestreben, das verlorene Gleichgewicht wieder zu gewinnen. Die Bewegung der Flüssigkeitstheilchen hält so lange an, bis ein jedes derselben jenen Platz einnimmt, welcher ihm durch sein specifisches Gewicht zukommt. Während dieses Vorgangs werden, bevor sich die Flüssigkeiten gemischt und ausgeglichen haben, immer die specifisch leichteren Theilchen die oberen, die specifisch schwereren aber die unteren Partien des Mischungsgefäßes einzunehmen trachten.

Wenn wir nun annehmen, dass in einem Wasserbecken eine continuirliche Ursache vorhanden ist, welche die ungleiche Dichte in der Wassermasse bewirkt, so muss auch die Bewegung der Wassertheilchen, welche in ihrer Gesammtheit mehr oder weniger den Charakter einer Strömung annehmen wird, ohne Unterbrechung fortdauern, also eine beständige werden. Auch ist klar, dass eine in der Flüssigkeit eingeleitete Bewegung sich nicht localisiren lässt, sondern dass vielmehr sämmtliche Theilchen in Mitleidenschaft gezogen werden.

Im Ocean begegnen wir Vorgängen, welche den eben geschilderten ähnlich, aber von bedeutend complicirterer Natur sind. Vor allem darf nicht übersehen werden, dass wir es hier mit Salzwasser zu thun haben, das

1. bei verschiedenen Temperaturen dasselbe, und bei gleichen Temperaturen ein verschiedenes specifisches Gewicht besitzen kann, und in welchem

2. der vorhandene Salzgehalt die Bewegungen befördert.

Das specifische Gewicht des Meerwassers hängt von der Temperatur und dem Salzgehalte und der letztere wieder von dem Niederschlage, der Verdunstung und Eisbildung ab. Da nun diese Einflüsse auf

das Meerwasser in den einzelnen Zonen verschieden sind, so kann auch das Meerwasser nicht überall die gleiche Dichte besitzen, eine Thatsache, welche alle neueren Forschungen vollends bestätigt haben.[1] Die eben genannten Einflüsse, welche die Dichte des Meerwassers verändern, wirken zum Theil verdichtend, zum Theil verdünnend auf die obern Wasserschichten ein, wodurch zunächst diese eine Änderung ihres specifischen Gewichtes und ihres Volumens erfahren. Die oberen Wassertheilchen werden (indem die salzreicheren, specifisch schwereren Theilchen untersinken und die leichteren, salzärmeren emporheben) demnach nicht nur mit den tiefer liegenden Theilchen durch verticale Strömungen sich auszugleichen trachten, wenn die eben erwähnten Einflüsse eine Zunahme der Dichte der höchsten Wasserschichten bewirken, sondern es muss durch die eingetretene Volums-Änderung auch die Tendenz zum Ab-, resp. Zufließen von den aufgelockerten zu den verdichteten Gebieten an der Oberfläche hervorgerufen werden.

Die Temperatur, welche vom Äquator gegen die Pole hin abnimmt, und die in den einzelnen Meeresgebieten sehr ungleiche Einwirkung der Hydrometeore haben aber auch zur Folge, dass verschieden dichte Wassermassen neben einander entstehen. Diese trachten nun, wie wir zuvor sahen, durch mehr oder weniger horizontal gerichtete Strömungen einen Ausgleich herbeizuführen.

512. Dass derart eingeleitete Strömungen im Meere, in vornehmlich meridionaler Richtung existiren, kann nicht mehr bezweifelt werden. Wohl aber sind die Physiker über die Ausbreitung dieser Ströme und über den Grad ihrer Energie nicht durchaus derselben Meinung. Denn während die einen der Ansicht sind, dass die durch die hohe Temperatur und die reichliche Niederschlagsmenge in den Äquatorial-Gegenden bewirkte Verminderung des specifischen Gewichtes und Vergrößerung des Volumens einerseits, die durch die niedere Temperatur und die Eisbildung in den Polarregionen erzeugte Vermehrung der Dichte und Verminderung des Volumens anderseits eine allgemeine Wasserbewegung hervorrufen, welche in den obern Schichten von niederen Breiten gegen die Pole, in den untern aber von diesen gegen die Äquatorial-Gegenden strebt, treten die andern einer solch ausgedehnten Circulation mehr oder weniger entgegen.

Arago, Lenz, Buys-Ballot, E. Schmid, Mühry, Mohn u. a. sind für eine ausgedehnte Circulation durch Wärme- und Salinitäts-Unterschiede, und Carpenter, der die gleiche Ansicht vertheidigt, hat dieselbe auch

[1] Vgl. den V. und VI. Abschnitt.

durch ein Experiment zu erhärten versucht. Er klemmte in einem langen, mit Wasser gefüllten Glasgefäße an einem Ende ein Eisstückchen ein, während er am entgegengesetzten Ende heißen Wasserdampf einleitete. Eine blau und eine roth gefärbte, zähe Gummilösung langsam an den beiden Enden eingegossen, zeigten den Verlauf der Strömung.[1]

Andere Forscher, wie John Herschel und James Croll bezweifeln jedoch, dass speciell durch die Temperatur-Differenzen eine nennenswerte Strömung in den Oceanbecken entstehen könne. Sie machen gegen die thermische Strömungsursache mancherlei Bedenken geltend, welche volle Beachtung verdienen. Wenn zweifellos die Vertheilung der Wärme auf der Erdoberfläche maßgebenden Einfluss auf die Vertheilung der Luftströmungen übt, so stellt sich doch die Sachlage anders, wenn man die Wärmevertheilung als Ursache der Meeresströmungen in Betracht zieht. Abgesehen von den Unterschieden, wie dieselben aus den Eigenschaften der Luft und des Wassers entspringen, und abgesehen davon, dass die Erwärmung der Luft von unten, jene des Wassers von oben stattfindet, ist noch zu erwägen, dass die Erwärmung der See durch die Sonne direct nur bis ungefähr 180 Meter (circa 100 Faden) unter das Niveau reicht — eine höchst unbedeutende Tiefe im Vergleich zu den Tiefen der Oceanbecken. J. Croll hat — gestützt auf Dubuats Versuche — durch Rechnung den Nachweis geliefert, dass in einem Becken von der Länge eines Erdmeridian-Quadranten durch eine Temperatur-Differenz von 30° C., keine von dem Werte Null wesentlich abweichende Strömung entstehen könne. Selbst bei Carpenters Versuchen zeigten sich, obwohl innerhalb eines kleinen Wasserbehälters, ziemlich große Temperatur-Differenzen zur Geltung kamen, nur sehr langsame Wasserbewegungen.

Freih. v. Schleinitz wieder kam nach seinen sorgfältigen Salzgehalts-Messungen auf der Gazelle und nach Beleuchtung derselben zu den nachstehenden Schlussfolgerungen:

1. „Die Meeresströmungen finden — abgesehen von den durch regelmäßige Winde veranlassten Drift-Strömungen — ihre Veranlassung und Erklärung in der Differenz der absoluten, d. h. für Temperatur nicht corrigirten, specifischen Gewichte verschiedener Theile der Oceane, und schon eine ganz geringe Differenz hierin erzeugt eine starke Strömung.

2. Dadurch, dass die Differenz im Salzgehalte tropischer und kalter Meere in Bezug auf das absolute specifische Gewicht den Temperatur-Differenzen entgegenwirkt, werden die Meeresströmungen

[1] Hiedurch wird jedoch nur der Einfluss der Temperatur allein und auch dieser den Vorgängen in der Natur keineswegs entsprechend demonstrirt.

gemäßigt, die andernfalls wahrscheinlich so heftig in nahezu meridionaler Richtung sich bewegen würden, dass die Schiffahrt unmöglich würde.“ [1]

Professor O. Jacobsen hat aus der, nur sehr geringe Unterschiede zeigenden Mischung des Meerwasser-Salzes auf schnelle und allgemeine Strömungen ebensowohl in horizontaler, wie auch in verticaler Richtung geschlossen. [2]

513. Nicht selten wird der in Rede stehenden Strömungsursache auch nur eine sehr locale Wirkung beigemessen, die sich bloß dort besonders geltend machen soll, wo abgeschlossene Meeresbecken untereinander, oder ein Binnenmeer mit einem Ocean in Communication treten. Auf diese Ursachen hauptsächlich werden die Strömungen in der Meerenge von Gibraltar, in den Dardanellen, im Bosporus, im Sund, in den Belts in der Straße Bab-el-Mandeb u. s. w. zurückgeführt.

514. Dass meridionale unterseeische Strömungen bestehen, beweist nicht nur die Vertheilung der Temperatur in den Tiefen; auch die Thatsache, dass in niedrigen Breiten und um den Äquator das kalte Bodenwasser sogar nahe bis zur Oberfläche empordringt, [3] sowie die von Buchanan constatirte Zunahme des Salzgehaltes von circa 500 Meter Tiefe bis zum Meeresgrunde, deuten auf die Existenz eines allgemeinen Compensations-Stromes kalten und schweren Wassers aus den Polar- nach den Äquatorial-Gegenden; eines submarinen Stromes, der in den Äquatorial-Gegenden nach der Oberfläche emporsteigt. [4]

---

[1] Annalen d. Hydr. etc. 1875, p. 418 und 1879, p. 98.

[2] Jahresbericht der Commission zur wissenschaftlichen Untersuchung der deutschen Meere. Berlin, 1878, p. 289.

Annalen d. Hydr. etc. 1879, p. 100.

[3] Die submarinen Isothermen nähern sich in dieser Gegend sehr der Oberfläche.

[4] W. Thomson erklärt die Bewegung der antarktischen Gewässer in den Tiefen des Oceans gegen den Äquator durch die ungleiche Vertheilung von Verdunstung und Niederschlag in der Land- und Wasser-Hemisphäre. In ersterer überragt die Verdunstung, in letzterer der Niederschlag. — Dem gegenüber ist jedoch zu bedenken, dass in der Nähe des Äquators, also an einer Stelle des Erdkörpers, an welcher dessen Umfang am größten ist, ein Gürtel existirt, wo der „Niederschlag größer ist, als die Verdunstung“, und dass dieser Gürtel breit und ausgedehnt genug sein dürfte, um von da nach Norden hin einen Ausgleich zu bewirken. Übrigens mag der Mehrverlust durch Verdunstung im Norden des Gleichers kaum direct nachweisbar sein, und ist nicht wohl zu erkennen, wohin der Überschuss an Wasserdampf gerathen, wie er vielleicht der Süd-Hemisphäre zugeführt werden sollte. (Vgl. Dr. Hann, Dr. Hochstetter und Dr. Pokorny. Allg. Erdkunde.)

Auch die wohl nicht ohne Beziehung zu dem Gegenstande der vorliegenden Erörterung stehende Behauptung Evans, nach welcher das mittlere Meeres-Niveau in

An der Meeres-Oberfläche, wo viel complicirtere Verhältnisse als in der Tiefe herrschen, sind die meridionalen Strömungen wie schon bemerkt, zwar unzweifelhaft nachgewiesen, jedoch müssen selbe schon durchgehends als resultirende durch verschiedene Einflüsse hervorgerufene Bewegungen aufgefasst werden.

515. Dass eine verticale Circulation vorhanden ist, indem kaltes Wasser in der Tiefe von den Polen zum Äquator sich bewegt, in dessen Nähe eine aufsteigende Tendenz der unterseeischen Gewässer eintritt, ist zweifellos, denn in größeren Tiefen ist der Gehalt des Meerwassers an Stickstoff nahe übereinstimmend mit jenem an der Oberfläche bei gleicher Temperatur in höheren Breiten. Das Wasser der Tiefe muss demnach einmal mit gleicher Temperatur sich an der Oberfläche befunden, und hier dieses Gas aufgenommen haben, es muss also polaren Ursprungs sein. Allein die Wasserbewegungen in der Tiefe gehen so langsam vor sich, und scheinen auch so eigenartig zu sein, dass man kaum berechtigt ist, die Bezeichnung „Strömung" auf selbe anzuwenden, da sie wenig gemein haben mit den mehr weniger rasch fließenden Strömungen an der Oberfläche.[1]

516. Zu den bisher genannten Strömungsursachen, welche zumeist vereint thätig sind, um die großen und bleibenden Wasserbewegungen im Ocean hervorzurufen und zu erhalten, gesellen sich auch noch andere Umstände, welche ebenfalls, wenngleich für sich nur mehr oder weniger locale Strömungen nach sich ziehen können. Es sind dies die Gezeiten und die Verschiedenheiten im Luftdrucke. Ebensowohl die Gezeiten als auch die Schwankungen des Luftdruckes haben, je nach der Localität, an welcher sie auftreten, größere oder geringere Niveau-Differenzen im Gefolge, welche nothwendiger Weise Ausgleichs-Ströme nach sich ziehen, die vornehmlich dort zu Tage treten werden, wo örtliche Verhältnisse wie: Buchten und Engen etc. eine Stauung der Gewässer verursachen.[2]

Einflüsse, welche die Meeresströme ablenken.

517. Als diejenigen Einflüsse, welche die Meeresströme hauptsächlich ablenken, müssen:

---

der Südlichen Erdhälfte im Juni, in der Nördlichen im Jänner den höchsten Stand erreicht, daher zu einer Zeit, zu welcher die Sonne in der entgegengesetzten Hemisphäre steht, bedarf noch der Bestätigung.

[1] Dr. Hann, Dr. Hochstetter und Dr. Pokorny. Allgemeine Erdkunde.

[2] Dass die Gezeiten zur Erzeugung der Äquatorial-Ströme namhaft beitragen, wurde zwar behauptet, aber noch nicht erwiesen.

Die Rotation der Erde um ihre Axe, dann die Küsten-Formation und die Gestaltung des Meeresbodens angesehen werden.

a) Durch die Theilnahme an der Rotation der Erde besitzen sowohl die ruhenden als auch bewegten Wassertheilchen gewisse Geschwindigkeiten im Sinne der Erd-Rotation, welche sie vermöge der Trägheit zu behalten streben. Da die Rotations-Geschwindigkeit vom Äquator, wo sie am größten ist, gegen die Pole hin continuirlich abnimmt, so müssen bewegte Wassermassen an Geschwindigkeit gegen die Erd-Rotation zurückbleiben, wenn sie auf dem Wege zum Äquator sind, und dieser vorauseilen, wenn sie vom Gleicher gegen die Pole ziehen. Die Größe dieser Ablenkung wird durch den Abstand der bewegten Theilchen von der Erdaxe bestimmt; dieselbe ist demnach von der geographischen Breite und von der Meerestiefe abhängig, in welcher sich die Wassertheilchen befinden.

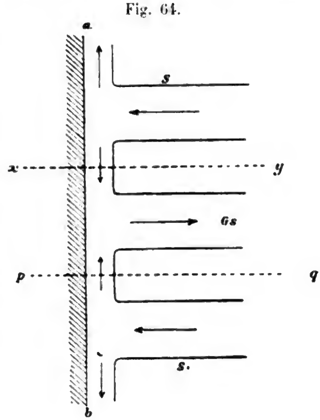
Die von den Polar-Gegenden nach dem Äquator fließenden Gewässer erfahren daher eine Ablenkung nach Westen, weil sie in Breiten übergehen, in welchen die Umfangsgeschwindigkeit im Wachsen begriffen ist. Jene Ströme aber, welche aus den Äquatorial-Gegenden sich nach den Polen bewegen, erleiden, weil sie continuirlich in Gegenden mit abnehmenden Umdrehungsgeschwindigkeiten gelangen, eine Ablenkung nach Osten.

Da nun diese Ablenkung nicht allein an der Oberfläche, sondern auch in den tiefer gelegenen Schichten stattfindet, so muss auch der in den Äquatorial-Gegenden aus der Tiefe allmählig emporsteigende kalte Strom an derselben theilnehmen. Der ablenkende Einfluss auf diese aufsteigenden Theilchen ist jedoch nicht groß, denn ein aus etwa 3658 Meter (2000 Faden) Tiefe ohne jedes Hinderniss bis zur Oberfläche emporgetriebenes Wassertheilchen würde hiedurch nur eine Ablenkung von etwa 13 Seemeilen täglich erfahren, d. h. um diesen Betrag gegen die darunter wegkreisende Bodenfläche des Meeres zurückbleiben. Diese theoretische Ablenkung wird aber durch die vorhandene Reibung sehr bedeutend vermindert, da die supponirte freie Emporschnellung der Theilchen in Wirklichkeit nicht stattfindet.

Der amerikanische Physiker W. Ferrel hat speciell darauf aufmerksam gemacht, dass durch die Einwirkung der Erd-Rotation in mehr oder weniger meridional gerichteten Wasserbecken, in welchen gleichzeitig kalte, also von den Polen, und warme, d. i. vom Äquator kommende Ströme auftreten, immer die kalten westlich und die warmen östlich abgedrängt werden, bis sie endlich neben einander sich weiter bewegen.

b) Dass die Configuration der Küste und die Gestaltung des Meeresbodens die Richtung der Meerestsröme in hervorragender Weise beeinflussen, ist wohl niemals bezweifelt oder bestritten worden, aber eingehender beleuchtet wurde auch dieser Gegenstand erst durch die Arbeiten von Zöpperitz,[1] welcher die Stromtheilung und Strom-Zusammensetzung zuerst theoretisch behandelte und dann die wichtigsten Resultate auf die Meeresströmungen übertrug, indem er darlegte, welche Ablenkung die Ströme erfahren, wenn sie in gewissen Richtungen gegen eine Wand, resp. die Küste prallen. Die Stromablenkungen erfolgen im allgemeinen in leicht verständlicher Weise. Wir heben daher auch nur eine der Zöpperitz'schen Stromfiguren und diese darum besonders hervor, weil sie geeignet ist, die so lange unaufgeklärt gebliebenen Äquatorialen Gegenströme befriedigend zu erklären.

Fig. 64.



Wird eine ebene Wand *ab* (Fig. 64) von zwei parallelen und gleich breiten Strömen *s* und *s*; welche dieselbe Geschwindigkeit besitzen, getroffen, so werden die nach innen abgelenkten Theile, in der Mitte der zwei ursprünglichen Ströme einen neuen Strom *Gs* erzeugen, welcher jedem der erzeugenden Ströme gleich, aber von entgegengesetzter Richtung ist.

Zwischen diesen vor- und rücklaufenden Stromästen *s*, *s* und *Gs* wird sich je ein Mittelwasser bilden, in welchem die Geschwindigkeit des einen Stromes stetig in jene des anderen übergeht. Die eigentlichen Scheidelinien der entgegengesetzten Bewegung, die neutralen und ruhigen Schichten, welche zwischen den Stömen in der Mitte liegen, werden in der Fig. 64 durch die Linien *xy* und *pq* angezeigt.

Bei den Meeresströmen begegnet man nun keineswegs so einfachen Verhältnissen, wie bei derartigen regulären Stromfiguren, weshalb die

[1] Annalen der Physik. N. F. VI, p. 599 etc — Annalen der Hydrographie. 1879, p. 155.

Stromablenkungen und Stromtheilungen thatsächlich viel unregelmäßiger verlaufen, aber im großen und ganzen lassen sich doch bei den oceanischen Strömen dieselben Erscheinungen beobachten, welche die theoretischen Erörterungen vorzeichnen, was man sofort erkennt, wenn man sich den Verlauf der Strömungen in der Vorstellung wachruft, oder eine richtige Strömungskarte betrachtet.

518. Der Umstand, dass als erste und wichtigste Ursache der Meeresströmungen die constant und periodisch wehenden Winde anzusehen sind, sowie die weitere Thatsache, dass das nicht überall gleiche specifische Gewicht des Meerwassers zu mehr weniger intensiven Strömungen Veranlassung bietet, und die schließliche Erwägung, dass die, durch irgend eine Veranlassung erzeugten Ströme, durch die Erd-Rotation und in Folge der Ufer- und Bodengestaltung der Oceane aus ihren ursprünglichen Bahnen abgelenkt werden, weisen darauf hin, dass bei dem Entwurfe von Strömungskarten die angeführten Momente berücksichtigt werden müssen. Und in der That vergegenwärtigt man sich auf einer Weltkarte mit den Tiefenformen auch die Isobaren, Isothermen und die Salinitäts-Curven, oder besser, trägt man die genannten Linien in eine Weltkarte ein, so ergeben sich die Richtungen der Meeresströme und ihre Verschiebungen nach den Jahreszeiten durch wohl überlegte Combination dieser Einflüsse. Nach eingehendem Studium lassen sich darauf hin die Strömungen in diese Linien so hinein legen, wie etwa eine Eisenbahn-Trace in eine schon vorhandene Schichtenkarte. Dieser Vorgang und diese Methode, jetzt noch unentwickelt, und nur stellenweise anwendbar, wird sich zukünftig in dem Maße vervollständigen, in welchem die Temperatur- und Salzgehalts-Messungen (an der Oberfläche und in den Tiefen) sich mehren und ausbreiten, und in dem Maße, in welchem auch die Isobathen und mittlern Lagen der Isobaren durch die fortgesetzten Beobachtungen noch genauer bestimmt sein werden.

An der Meeres-Oberfläche werden wir aber immer, der vielen und wechselvollen Einflüsse halber, mehr oder weniger bedeutende Unregelmäßigkeiten zu gewärtigen haben, weshalb es stets mit Schwierigkeiten verbunden sein wird, eine der Wahrheit sich nähernde Strömungskarte für das Meeres-Niveau darzustellen, während es dagegen seinerzeit unschwer gelingen dürfte für gewisse Tiefen, in welchen die Gewässer sich jedenfalls gleichmäßiger bewegen, ein richtiges Strom-Bild zu entwerfen.

Vergleich der Stromtheorie mit den thatsächlich herrschenden Strömungen.

519. Wenn wir nun untersuchen, ob die kurz skizzirte Stromtheorie mit den in der Natur beobachteten Thatsachen übereinstimmt, so lässt sich hierüber Folgendes anführen:

Nachdem die Winde als die vorherrschendsten Stromerreger erkannt wurden, so wird sich auch in erster Linie zwischen diesen und den Meeresströmungen eine entsprechende Übereinstimmung herausstellen müssen. Die übrigen Einflüsse tragen dann das ihrige bei. um die thatsächlich bestehende Strom-Circulation zu vervollständigen.

In beiden Hemisphären sind in den Gebieten der Passate westliche, in den Regionen der vorherrschend westlichen Winde aber östliche Meeresströmungen vorhanden.

Zwischen circa 30 bis 40° Nord- und Südbreite einerseits und dem Gleicher anderseits, trifft man am West- und Ostrande der Oceane mehr oder weniger meridionale Strömungen, hauptsächlich hervorgerufen durch die Land-Barrieren und durch das Ersatz-Bedürfnis, welch letzteres als eine nothwendige Folge der ersterwähnten West- und Ost-Strömungen angesehen werden muss.

Diese latitudinalen Wasserbewegungen werden außerdem noch theilweise durch die Winde, theilweise auch durch die Unterschiede im specifischen Gewichte der Gewässer in niederen und in höheren Breiten unterstützt.

Die Äquatorialen Gegenströmungen, im Bereiche der zwischen den Pasatzonen vorhandenen Calmenregion, entsprechen den rücklaufenden Strömungen, welche sich bilden müssen, wenn zwei in gleicher Richtung laufende, durch einen Zwischenraum getrennte Strömungen auf ein Hindernis stoßen. Hiebei wird aber auch der Einfluss der Gestaltung des Meeresbodens, der Formation und der Richtung der Küstenwände, auf welche die Äquatorial-Strömungen treffen, zur Geltung kommen.

Die Arktischen und Antarktischen Strömungen dürften zum Theile den Winden gehorchen, zum Theile einem Ersatz-Bedürfnis folgen. Letzteres wird in der Süd-Hemisphäre, vornehmlich durch die Südliche Äquatorial-Strömung und deren südwestliche Arme, in der Nord-Hemisphäre durch die nordöstliche Abzweigung der großen Ost-Strömungen in den gemäßigten Breiten hervorgerufen. Dort, wo Monsune herrschen, findet man überall mit diesen wechselnde Strömungen. Eine auffallende Erscheinung ist es ferner, dass alle Calmengebiete mehr weniger stromarm, ja stellenweise wohl auch ganz strömungslos sind.

Einzelne Partien dieses allgemeinen Bildes sollen im Folgenden einer nähern Betrachtung unterzogen werden.

520. *a)* In den Passatgebieten zeigt sich in allen Oceanen zwischen den Winden und Meeresströmungen eine befriedigende Übereinstimmung. Beide beherrschen nahezu die gleichen Gebiete und schwanken sogar mit den Jahreszeiten fast gleichzeitig nach Nord und Süd. Da jedoch das Wasser die einmal angenommene Bewegung beharrlicher festhält und fortsetzt, als die Luft, so zeigen die Äquatorial-Strömungen in der Nähe des Gleichers, wo der Passat schon stark abgeschwächt hat, noch ihre volle Geschwindigkeit. Ein weiterer Beleg, welcher für die Passate als Stromerreger spricht, ist der, dass man (wenigstens im Atlantischen Ocean) zwischen den Stromgeschwindigkeiten des Nord- und Südatlantischen Oceans fast genau dasselbe Verhältnis (13·1:16·2 Seemeilen) constatirte, welches Maury für die Stärke des Nordost- und Südost-Passates auffand (d. i. 3:4).

Das Überschreiten des Äquators durch den Südlichen Äquatorial-Strom im Atlantischen (wie im Stillen) Ocean hängt zum Theile selbst noch mit den Passaten zusammen, wird jedoch auch durch andere Einflüsse und Zustände unterstützt.[1]

So vollkommen wie im Atlantischen Ocean zeigt sich die Übereinstimmung zwischen den Passaten und Äquatorial-Strömungen in den anderen Oceanen allerdings nicht, allein man darf nicht vergessen, dass die Verhältnisse, welche eine Strömung bestimmen, in den einzelnen Oceanen nicht dieselben sind. So fehlt im Indischen Ocean der Nördliche Äquatorial-Strom ganz, weil der constante Nordost-Passat hier durch die mit der Jahreszeit wechselnden Monsune ersetzt ist, und auch die Formation des nördlichen Theiles dieses Oceans zur Erzeugung eines großen continuirlich fließenden Äquatorial-Stromes sich nicht eignet. Im Südpacifischen Ocean wird wieder der Südliche Äquatorial-

---

[1] Auf der Nördlichen Hemisphäre fließt nämlich dem Äquator aus den Polar-Gegenden weniger kaltes Wasser zu, als auf der Südlichen, da auf dieser die Wassermasse jene des Landes bedeutend überwiegt. Auch ist die Communication der Oceane mit dem Südlichen Polarmeere eine sehr freie, was bezüglich des Nördlichen Eismeeres durchaus nicht wieder gilt, weshalb der antarktische kalte Grundstrom selbst über den Äquator vorzudringen vermag. Ferners liegen die höchsten Oberflächen-Temperaturen und die größten tropischen Regenmengen etwas nördlich des Äquators. Alle diese Umstände, nebst der Küsten- und Boden-Formation der Oceane tragen dazu bei, dass der Südliche Äquatorial-Strom (nicht nur im Atlantischen, sondern auch im Großen Ocean) den Gleicher überschreitet, wodurch der Nördlichen Hemisphäre ein nicht unbeträchtlicher Zuschuss an Wasser zugeführt wird.

Strom durch die vielen Inseln, Inselgruppen und Inselketten, denen er auf seinem Laufe begegnet, zerspalten und zweigweise abgelenkt. Auch ist hervorzuheben, dass in der letztern Gegend die Winde nicht ebenso constant wehen, wie in den anderen Passatzonen.

Im Nordpacifischen und Südindischen Ocean, wo wir neuerdings den normalen Verhältnissen begegnen, herrscht — wie ein Vergleich zwischen den Wind- und Strömungskarten zeigt — wieder eine gute Übereinstimmung zwischen den Passaten und Äquatorial-Strömen.

b) Die Äquatorial-Ströme beider Hemisphären stoßen in ihrem westlichen Theile in allen drei großen Oceanen auf Inselketten Inselgruppen oder Festland, wodurch die bewegten Gewässer entweder zu einer Stromtheilung, Stromablenkung oder rückläufigen Strom-Zusammensetzung veranlasst werden. Die hiedurch erzeugten Gegenströme im Atlantischen und Großen Ocean stimmen mit der zuvor erwähnten Zöpperitz'schen Theorie über die Stromablenkung gut überein.

Im Indischen Ocean entwickelt sich ein solcher Gegenstrom nur zu derjenigen Jahreszeit, in welcher die durch den NO-Monsun veranlasste Wasserströmung einsetzt, weil diese den Nördlichen Äquatorial-Strom theilweise ersetzt. Hiezu kommt noch im Bereiche des Äquators und südlich desselben das Eingreifen des NW-Monsuns.

Die zwei ausgesprochenen Äquatorial-Gegenströme im Atlantischen und Stillen Ocean, deren Anfangsstellen besonders im Atlantischen Ocean mit der Jahreszeit hin- und herschwanken, stoßen schließlich nach Durchströmung der Oceane gegen die ihren Lauf hemmenden Festlands-Küsten fächerförmig auf und zweigen nach Norden und Süden ab, um sich alsbald mit den nebenher laufenden normalen Äquatorial-Strömen wieder zu vereinigen.

Was speciell die starke Verschiebung des Ursprungs der Äquatorialen Gegenströmung im Atlantischen Ocean während des Jahreslaufes betrifft, so dürfte dieselbe mit der Bewegung der Passatzonen, die sich bald näher rücken, bald von einander entfernen, so wie auch mit dem zeitweisen Auftreten der SW-Monsune im Zusammenhange stehen.

c) Die anderweitigen Ablenkungen der Äquatorialen Meeresströme an den Westseiten der Oceane erfolgen auf so einfache Weise, dass sie keiner besonderen Erklärung bedürfen.

Den Florida-Strom begleiten vorherrschend Süd- und Südwest-Winde. Zwischen dem 40 und 45° N. Br. folgt die Strömung den herrschenden Westwinden, um erst in der Nähe der Europäischen Küste zum Theile mit den Winden zuerst nach SO und dann nach S umzu-

biegen, in das Gebiet der Passate einzutreten und neuerdings in den Äquatorial-Strom zurückzukehren.

Den vorherrschenden SW-Winden von Neu-Fundland folgt über das Nord-Cap Europas hinaus eine Abzweigung des Golf-Stromes, die noch nordöstlich von Nowaja-Semlja gefühlt wird. — Auch die polaren Ströme gehorchen an der Oberfläche zum Theile den Winden.

Im Südatlantischen Ocean wird derjenige Zweig der Äquatorial-Strömung, welcher beim Cap S. Roque längs der Brasilianischen Küste ablenkt, südlich des Wendekreises zunächst von NO-Winden begleitet dann aber — etwa vom Parallel der La-Plata-Mündung an, — durch vorherrschend nordwestliche und westliche Winde von der Küste ab, nach dem Cap der guten Hoffnung getrieben. Hier treffen die Gewässer mit der Antarktischen Strömung zusammen und werden zum Theil durch südwestliche und südliche Winde, zum Theile durch die Afrikanische Küste und den Anprall der Cap-Strömung genöthigt nach Norden zu fließen und wieder in das Passatgebiet einzutreten, worauf alsbald das Einlenken in den Äquatorial-Strom erfolgt, womit der Kreislauf der Gewässer im Südatlantischen Ocean geschlossen wird.

Der schmale Arm, welcher längs der Amerikanischen Küste weiter nach Süden fließt, wird durch die Winde allerdings nur bei südlicher Declination der Sonne begünstigt; wenn man aber bedenkt, dass das Wasser mit bedeutender lebendiger Kraft aus den Äquatorial-Gegenden kommt, so ist es wohl nichts sonderliches, wenn die Bewegungsrichtung noch auf längere Zeit beibehalten wird. Übrigens wird diese Strömung schon durch das einbrechende Wasser des La Plata-Stromes zum Theile abgelenkt, zum Theile geschwächt, und die letzten Spuren scheinen sich zwischen den Falkland-Inseln und Patagonien zu verlieren.

Den vorherrschenden Westwinden entsprechen ferner die Antarktische und die Cap Hoorn-Strömung.

Im Nordpacifischen Ocean wird ein Theil des Nördlichen Äquatorial-Stromes bei der Insel Formosa durch die Küsten-Formation nach NO abgelenkt. Die Winde (die Monsune) unterstützen den Lauf des Kuro-Siwo nur in den Sommermonaten und wirken ihm im Winter mehr weniger entgegen, weshalb in dieser Jahreszeit auch meistens Unregelmäßigkeiten und Wechsel in der Richtung und Stärke dieses Stromes beobachtet werden.[1]

[1] Die höhere Temperatur der Nord-Hemisphäre, welche jedenfalls mit dem Überwiegen des Landes in dieser Hemisphäre im Zusammenhange steht, wirkt mit, dass der Golf-Strom und der Kuro-Siwo stärker entwickelt sind, als die diesen entsprechenden Strömungen auf der Süd-Hemisphäre (Hann.).

Zwischen 40 und 50° N. Br. behalten die Westwinde fortwährend die Oberhand. Thatsächlich bewegt sich der Kuro-Siwo, resp. seine Fortsetzung in dieser Zone über den Ocean und biegt erst nahe der Amerikanischen Küste mit den geänderten Windrichtungen nach SO und S ab um wieder in den Äquatorial-Strom einzulenken.

Im Südpacifischen Ocean wird die Antarktische Strömung durch die dort herrschenden westlichen Winde an die Patagonische Küste getrieben. Dort erfolgt eine Stromtheilung. Die beiden abgezweigten Arme werden in ihrer Fortbewegung wieder durch die herrschenden Winde gelenkt, bis der nördliche Zweig in die Südliche Äquatorial-Strömung, der südlich streichende Arm aber um das Cap Hoorn in den Atlantischen Ocean einmündet.

Auch im Indischen Ocean stimmen die Meeresströmungen mit den herrschenden Winden überein. Dies gilt für die Westaustral-Strömung für den Maskarenen-Strom und für die in den höheren südlichen Breiten rücklaufende Strömung. Eine Ausnahme macht jedoch in auffallender Weise, jener vom Äquatorial-Strom sich abzweigende Arm, welcher „Mozambique-Strom" benannt, längs der Ostafrikanischen Küste nach Süden läuft, wo ihm zumeist südliche Winde entgegenwehen. [1]

Der Grund zu dieser Ausnahme dürfte zum Theile darin liegen, dass die gegen die Afrikanischen Gestade treffenden Gewässer in der Einbuchtung nördlich vom Cap Delgado eine Stauung erfahren, wodurch der abzweigende Strom verstärkt wird, zum Theile dürften aber auch die Einengung des Strombettes im Canal von Mozambique und die Gestalt der Küste die Stärke des Stromes derart erhöhen, dass er seine Bewegung gegen die Winde zu erzwingen vermag.

---

[1] Vgl. G. Leipoldt: O. Peschels physische Erdkunde. Leipzig, 1880. p. 81 etc.

IX. Abschnitt.

Das Leben im Meere.[1]

Die Thierwelt im allgemeinen.

521. Das Meer ist die Heimat alles Lebens; alle Lebewesen des Festlandes führen ihre Stammbäume auf Thiere der See zurück und haben erst allmählig in Millionen von Jahren unter dem Einfluss geänderter äußerer Verhältnisse ihren Körper an das Luftleben angepasst. Es ist daher kein Wunder, dass, seitdem man die Abstammung der Landthiere von den Seethieren erkannt hat, fast alle ausgezeichneten Thierkundigen an das Meer wandern, um durch das Studium der Meeresbewohner den Geheimnissen des thierischen Lebens nachzuspüren.

Mit wenigen Ausnahmen sind alle Thier-Classen im Meere vertreten, ja manche Classen kommen nur in der See vor. Man findet daselbst beinahe ausschließlich die Wurzelfüßer und die Schwämme, viele Infusorien, alle Korallenthiere und Rippenquallen, die Quallenpolypen mit Ausnahme von zwei Gattungen, sämmtliche Haarsterne, Seeigel, Seesterne und Seewalzen. Aus dem Typus der Würmer beherbergt das Meer die meisten Strudelwürmer, viele Moosthiere, einige Räderthiere, alle Mantelthiere und Sternwürmer und die Mehrzahl der Ringelwürmer.

Vom Typus der Gliederthiere gehören alle Rankenfüßer, die meisten höheren Krustenthiere, einige Milben, aber nur sehr wenige Insecten zu den Seethieren. Unter den Weichthieren leben die Kopffüßer und Armfüßer ausschließlich, und die Muscheln und Schnecken vorwiegend im Salzwasser. Die Mehrzahl der Fische, viele Schildkröten, die giftigen Wasserschlangen, einige Krokodile und die Meereidechse

---

[1] Zoologie von Dr. Ludwig K. Schmarda. — Die geographische Verbreitung der Thiere von demselben Verfasser. — Allgemeine Erdkunde von Dr. Hann, Dr. Hochstetter und Dr. Pokorny. — Brehms Thierleben. — Geographisches Jahrbuch von Behm. — Der Zoologe am Meere von Dr. Hertwig. (Heft 371 der wissenschaftlichen Vorträge von Virchow und Fr. v. Holtzendorff.)

kommen in der See vor. Amphibien fehlen. Von der Classe der Vögel sind wohl die meisten Schwimmvögel in ihrer Nahrung an das Meer gewiesen, doch können nur die Pinguine und die Sturmvögel, welche oft hunderte von Meilen vom Lande entfernt in zahlreicher Gesellschaft getroffen werden, als eigentliche Seethiere betrachtet werden. Aus der Classe der Säugethiere bewohnen nur die Seeotter, dann die Ordnungen der Wale und Robben das Meer.

522. Lebensbedingungen der Seethiere. Das Gedeihen der Seethiere ist abhängig von der Temperatur des Meerwassers, vom Lichte, von der in Wasser gelösten Luft, von der vorhandenen Nahrung, vom Salzgehalt des Seewassers und bei den am Meeresboden lebenden Thieren auch von der Beschaffenheit des Grundes.

Alle Thiere erfordern zum Leben eine gewisse Wärmemenge, von der eine je nach der Thierart variirende obere und untere Grenze nicht überschritten werden darf. Die Körperwärme hängt aber von der Nahrung, von der Körperbedeckung und von dem Medium ab, in dem das Thier lebt. Letzteres gilt besonders für die kaltblütigen Thiere, zu denen die Meeresbewohner mit wenigen Ausnahmen gehören. Ihre Körper-Temperatur ist hauptsächlich durch die Temperatur des Seewassers bedingt und weicht wenig von der letzteren ab.

Das Wärmebedürfnis der Thiere ist nach der Species verschieden; doch haben die meisten Thiere ein Verlangen nach Wärme, daher steigt unter den gleichen übrigen Verhältnissen die Anzahl der Thiere mit der Temperatur-Zunahme des Meerwassers. Da die obern Schichten des Meeres die wärmsten sind, so enthalten sie die meisten Thiere. Gegen die Tiefe nehmen letztere ab, aber weit rascher, als man nach der Temperatur-Abnahme vermuthen könnte, weil neben der Verringerung von Wärme auch die Lichtabnahme und die Vermehrung des Wasserdruckes auf das Leben ungünstig einwirken. In der Nähe des Äquators leben mehr Thiere, als in größeren Breiten; doch treten in dieser Beziehung im Meere keine so großen Differenzen hervor, wie am Festlande, da die Meereswärme gegen die Pole langsamer abnimmt und nicht so weit herabgeht als die Luft-Temperatur über den Continenten. Es ist deshalb das Thierleben in großen Breiten in der See weit reger als auf dem Lande.

Im allgemeinen begünstigt eine gleichmäßige Temperatur das Thierleben mehr als die absolute Höhe der Temperatur. Bei bedeutendem Temperatur-Wechsel kommen bloß sehr kräftige Individuen fort, dagegen gedeihen bei gleichmäßiger, wenn auch niedriger Temperatur auch Schwächlinge besser. So werden manche Schalthiere an der

Grönländischen Küste groß und dickschalig, während die der Ost-See dünnschalig bleiben. Gewisse Seewalzen, Kieselschwämme und andere Thiere, welche in den nördlichen Meeren nur in großen Tiefen gefunden werden, leben in südlicheren und wärmeren Meeren in geringeren Tiefen.

Die Verbreitungsbezirke vieler gegen Temperatur-Wechsel empfindlicheren Seethiere werden von den Isokrymen begrenzt, d. h. von Linien, welche solche Punkte der Erde mit einander verbinden, an denen die Temperatur der Meeres-Oberfläche während der 30 aufeinanderfolgenden kältesten Tage des Jahres gleich niedrig ist. Dies tritt besonders bei den festsitzenden Seethieren hervor, am auffallendsten bei den riffbildenden Korallenthieren, die nur dort vorkommen, wo die Wasser-Temperatur nie unter 18—20° C. sinkt. Einen geringeren Einfluss üben die Isokrymen auf die Verbreitung der frei beweglichen Thiere, da diese ihren Wohnsitz ändern können, wenn die Temperatur zu niedrig wird. So ziehen sich die Fische in die Tiefe zurück, wenn zur Winterszeit die oberen Meeresschichten stark abgekühlt werden. Nach Gray verfallen die Schalthiere des Meeres in einen Winterschlaf.

Einen maßgebenden Einfluss auf die Verbreitung der Seethiere üben die Meeresströmungen aus, weil in diesen eine vom angrenzenden Meerwasser abweichende Temperatur herrscht. Sie bilden die Straße, auf welcher die Bewohner des Meeres oft weit weg von ihrer Heimat ziehen und sich über große Räume ansiedeln, wenn sie gegen Temperatur-Differenzen nicht sehr empfindlich sind; sie trennen aber auch oft die Verbreitungsbezirke solcher Thiere, welche bei größeren Wärmeunterschieden nicht gedeihen. So leben an der östlichen Küste von Südamerika wegen der warmen Strömung andere Thiere als an der kälteren Westküste, und an letzterer fehlen wegen der niedrigen Temperatur des Wassers sogar innerhalb der Wendekreise die riffbildenden Korallenthiere.

Das Licht ist wohl zum Leben nicht so absolut nothwendig wie die Wärme, regt aber doch die Lebens-Functionen gewaltig an und hat den größten Einfluss auf die Färbung der Thiere. Bei Mangel an Licht entstehen matte, meist weiße Farben, die Sehwerkzeuge werden oft verkümmert, ja fehlen häufig ganz.[1] Das Licht erhöht im allgemeinen

---

[1] Die Krabbe Ethusa granulata hat im seichten Wasser auf Stielen stehende Augen, in einer Tiefe von 110—370 Faden (201—677 Meter) noch Augenstiele, aber statt der Augen rundliche Kalkgebilde; in Tiefen von 500—700 Faden (915—1280 Meter) sind die Stiele in unbewegliche Zapfen umgewandelt. Bei der Challenger-Expedition

die Farben und den Glanz der Thiere: je lebhafter das Licht ist, desto greller und glänzender wird die Färbung. Fische der tropischen Meere erscheinen daher farbenreicher und schöner als jene in größeren Breiten, und aus dem gleichen Grunde haben Thiere in den oberen Schichten des Meeres um so lebhaftere und mannigfaltigere Farben, je näher sie an der Oberfläche leben. Zu oberst leben die blauen und violett gefärbten Thiere, dann folgen gegen die Tiefe zu die grünen, die braunen, weiter die rothen und endlich die bleichen Thiere. Am Grunde des Meeres besitzen die Thiere die Farbe des Meeresbodens. So sind die Schollen, der Seeteufel und andere Fische vom Meeresgrund schwer zu unterscheiden. Nach Pouchet kommt vielen Fischen und Krustenthieren die Fähigkeit zu, ihre Körperfarbe zu ändern und dieselbe der Farbe des Meeresgrundes anzupassen.

Luft ist ein absolutes Lebensbedürfnis der Thiere. In früherer Zeit, als man glaubte, dass in großen Tiefen die Luft fehle, hielt man auch die tieferen Meeresschichten für unbelebt. Die Forschungen der Neuzeit haben nun auch in den größten Tiefen das Vorhandensein von Luft nachgewiesen, welche den daselbst lebenden Thieren den Sauerstoff liefert. Die meisten Seethiere nehmen den Sauerstoff der im Wasser aufgelösten Luft entweder durch die Haut oder mittels Kiemen in das Blut auf; die Meer-Säugethiere und Reptilien dagegen, welche Lungen als Athmungswerkzeuge besitzen und mit denselben im Wasser nicht athmen können, müssen von Zeit zu Zeit an die Oberfläche kommen, um ihre Lungen mit frischer Luft zu füllen. Kiemen weisen den Thieren das Wasser zum Aufenthalt an, doch können manche trotz Kiemen und Mangel an Lungen außerhalb des Wassers in feuchter Luft leben. So verbringen die Landkrabben in Westindien den größten Theil des Jahres am Lande in Höhlen oder in feuchten Waldungen, oft meilenweit von der See entfernt und wandern nur zur Eierablage in das Meer.

Den größten Einfluss auf die Existenz und die Verbreitung der Thiere übt die Nahrung aus. Die Seethiere nähren sich entweder von Pflanzen (Phytophagen) oder Thierstoffen (Kreo- oder Sarkophagen) und in letzter Instanz sind alle auf die Pflanzenwelt angewiesen. Überall wo Algen und andere Seepflanzen in großer Menge vorkommen, wimmelt es auch von allerlei Seethieren, von Pflanzenfressern, die

---

fand man in Tiefen von 450—1900 Faden (823—3475 Meter) mehrere neue Arten von augenlosen Krebsen. Doch ist das Fehlen der Augen der Thiere in großen Tiefen nicht allgemein, denn man findet unter gleichen Umständen auch Thiere mit vollständig entwickelten Augen.

daselbst ihre Nahrung finden, aber auch von Raubthieren, welche den ersteren nachstellen. Wo die See-Vegetation fehlt, nimmt auch die Anzahl der Thiere ab. Die Zahl der pflanzenfressenden Seethiere ist verhältnismäßig gering, da die Flora des Meeres der des Festlandes weit nachsteht. Unter den Seeschnecken, bei welchen noch die meisten Pflanzenfresser vorkommen, stehen die Phytophagen zu den Kreophagen im Verhältnis wie 1 : 2·5.

Bei dem Suchen nach Nahrung wandern manche Raubthiere durch weite Strecken des Meeres. Haie folgen den Schiffen wegen der Küchenabfälle und ziehen wieder eine Fischart *(Centronotus ductor)* an, die von den Exkrementen des Haies lebt. Ziehen die Fische zum Ablegen des Laichs aus den kälteren Meeren in wärmere und den Ufern zu, so werden sie immer von verschiedenen See-Raubthieren verfolgt.

Der Salzgehalt des Meerwassers spielt im Leben der Seethiere eine große Rolle; für die meisten wirkt süßes Wasser oder mit süßem Wasser gemischtes Seewasser tödtlich. Mit der Abnahme der Salzmenge vermindert sich auch der Reichthum an Seethieren. Doch vertragen die meisten eine Verminderung der Salze bis 2%; unter dieser Grenze kommen nur wenige Seethiere fort. Daraus erklärt sich die Armut der Ost-See an Seethieren gegenüber anderen Meeren mit größerem Salzgehalt. Anderseits wirkt auch ein zu großer Salzgehalt auf die Mehrzahl der Thiere schädlich. Bei 5% Salze können nur mehr wenige existiren, obwohl man in Salzseen mit weit größerer Salzmenge noch Thiere, wenn auch nur wirbellose gefunden hat. So enthält das Todte Meer bei einem Salzgehalt von 25% einige Conchylien und selbst eine Koralle, die auch im Rothen Meere und an den Seychellen lebt. Vermehrung der Magnesiasalze schadet den Weichthieren. Alle Inseln und Küsten im Ägäischen Meere, dessen Boden aus Serpentin (kieselsaurer Magnesia) besteht, besitzen wenig Mollusken, sowie das Caspische Meer wegen des großen Gehalts an Magnesiasalzen an solchen Thieren arm ist. Zunahme von Kalksalzen begünstigt dagegen die Schalenbildung und befördert daher das Wachsthum der Weichthiere.

Auch der Wellenschlag übt auf die Entwicklung der Litoral-Fauna einen Einfluss aus. Eine starke Wellenbewegung hat bei Muscheln und Schnecken dickere Schalen aber kleinere Thiere im Gefolge.

523. Hochsee-, Küsten- und Tiefsee-Fauna. Viele Seethiere finden ihr Fortkommen nur an den Ufern des Meeres und repräsentiren die Küsten-Fauna; andere schlagen ihren Wohnsitz am tiefen Boden der See auf und bilden die Tiefsee-Fauna; wieder andere führen ein sehr bewegliches Leben und jagen durch die verschiedensten

Tiefen nach ihrer Beute. Von den letzteren leben viele, wenn sie nicht durch Sturm und Strömungen an den Strand herangeführt werden, nur in größeren Entfernungen vom Ufer auf der hohen See und heißen pelagische Thiere. Sie besitzen ganz besondere Eigenthümlichkeiten, wie man sie weder an Land- noch an Süßwasser-Thieren trifft. Es sind meist ganz durchsichtige Thiere aus fast allen Typen des Thierreichs, die nur im vollkommen klaren Wasser gedeihen. Sie kommen besonders an solchen Stellen der hohen See vor, an denen die Oberfläche glatt erscheint, und ziehen sich in die ruhige Tiefe des Meeres zurück, wenn die Oberfläche von Stürmen aufgewühlt oder durch die allzu heißen Strahlen der Mittagssonne erwärmt wird.

Vor allen erregen daselbst einige Schneckengruppen, deren Gehäuse durchsichtig und sehr klein sind oder ganz fehlen, unsere Aufmerksamkeit. Es sind dies die Heteropoden oder Kielfüßer, welche mit einer an der Bauchseite sitzenden blattartigen Flosse vorwärts rudern, und die Pteropoden oder Flossenfüßer, welche statt der einen Flosse mit zwei flügelartigen Fortsätzen wie Schmetterlinge im Wasser herumflattern. Letztere leben am Tage in der Tiefe und steigen bei eintretender Dämmerung oder im Dunkel der Nacht (je nach der Art) zu bestimmten Stunden oft in Myriaden an die Oberfläche und sinken bei anbrechendem Tag in derselben Reihenfolge in die Tiefe. Zwischen diesen Weichthieren schwimmen durchsichtige Würmer, kleine Krebse, krystallklare tönnchenartige Salpen, Rippenquallen mit ihren in 4 oder 8 Reihen angeordneten kammförmigen Schwimmblättchen, welche bei der Bewegung oft in allen Farben des Regenbogens erglänzen, besonders aber zahlreiche Larven von Thieren, welche sich im ausgebildeten Zustand auf dem Meeresgrunde ansiedeln. Von ziemlicher Ferne sieht man schon die Thierstöcke der Röhrenquallen in schön geschwungenen bisweilen 1 Meter langen Guirlanden, deren verschiedenartig gefärbte Einzelthiere sich in die Lebensverrichtungen des Stockes theilen. Auch die meisten Medusen wohnen auf der hohen See, doch erscheinen einzelne Arten besonders in den Winter- und Frühlingsmonaten oft in großer Menge in der Nähe der Küsten. Die hohe See ist endlich die Heimat vieler auf der niedersten Stufe der Organisation stehenden meist mikroskopisch kleinen Thiere, besonders der Radiolarien, deren zierliche Kieselskelette nach dem Absterben der Thiere auf den Meeresgrund niedersinken.

Zur Küsten-Fauna gehören die meisten festsitzenden Thiere und solche, welche vermöge ihrer Trägheit weite Wanderungen nicht unternehmen oder an der Flora und Fauna der Küsten ihre einzige Nahrung

finden. Die Beschaffenheit der Küste und des Meeresgrundes übt einen wesentlichen Einfluss auf die Küsten-Fauna aus. Eine flache, sandige oder steinige und gleichförmige Küste bietet den Seebewohnern wenig Nahrung und Unterkunft, dagegen wimmelt es an einer zerrissenen Küste mit vielen Buchten und davor liegenden Inseln, besonders wenn sie mit Tang bewachsen ist, von mannigfaltigen Seethieren. Theils am Gestein, theils an den Pflanzen sitzen verschieden geformte Schwämme, Seerosen, Korallenthiere, Seescheiden, Rankenfüßer, Würmer, Schnecken, und Muscheln. Alles, was an der Küste in das Meer eintaucht, wird von diesen Thieren überzogen: Pfähle und Holzschiffe, welche nicht mit Blechbeschlag geschützt sind, verfallen der zerstörenden Arbeit des Schiffs-Bohrwurms. Neben diesen meist festsitzenden Thieren kriechen Seesterne mit ihren 5 Armen, kugelige Seeigel mit kräftigen Stacheln und häßliche walzenförmige Seegurken, welche letztere an den Küsten des Indischen Meeres in großer Menge gefangen werden und im getrockneten Zustande unter dem Namen Trepang den Chinesen als Leckerbissen dienen. Felsige Küsten begünstigen das Fortkommen von Schnecken, sandige und schlammige das Gedeihen von Muscheln. Die Schalen der Mollusken werden auf einem felsigen Grund rauh, auf einem sandigen glatt, glänzend und sehr spröde und auf einem schlammigen Boden oft sehr dunkel gefärbt. Weichthiere, welche sich in selbst erzeugten Höhlungen des Gesteins aufhalten, bohren an einer granitischen Küste ihre Wohnungen weit mühsamer aus als im Kalk- oder Sandstein. Die Krebse und Krabben leben gewöhnlich in der Nähe der Küsten unter Felsen und Steinen, dagegen bevorzugen die Maulfüßer einen sandigen und schlammigen Grund in großen Tiefen. Über den mehr an den Boden gebannten Thieren schwimmen allerlei Fische, Seepferdchen, Seenadeln und andere Wesen oder weiden an den Tangen und an den festsitzenden Thieren.

Tiefsee-Fauna siehe weiter unten „Organische Wesen der Tiefsee.“

524. Tiefenzonen. Sowie am Lande manche Thiere das Hochgebirge, andere die Tiefebene zu ihrem Aufenthalte wählen, so sind auch die meisten Seethiere wegen des verschiedenen Bedarfs an Wärme, Licht und Wasserdruck an bestimmte Meerestiefen gebunden, wenn auch viele in sehr wechselnden Tiefen herumschweifen und daselbst überall ihre Lebensbedingungen finden. Nach Forbes und Dr. Oskar Schmidt kann man in den Europäischen Meeren vier charakteristische Tiefenzonen unterscheiden.

Zu oberst liegt die Uferzone zwischen den Flutmarken, mögen diese $^1/_2$ oder mehrere Meter auseinander liegen. Obwohl der Höhen-

unterschied sehr gering ist, so sind doch die daselbst wohnenden Thiere ziemlich zahlreich und nicht regellos zerstreut, sondern in regelmäßiger Abstufung vertheilt, die besonders an den Steilküsten zur Zeit der Ebbe häufig in Form von verschiedenartig gefärbten Bändern zur Anschauung kommt. So bilden die Meereicheln oder Seepocken am oberen Rand einen grauen Streifen, weiter folgen dann oft die schwarzen Miesmuscheln gemischt mit Tellerschnecken und anderen Schalthieren und in den rückbleibenden Lachen findet man verschiedene Krebse, Polypen und von den letzteren besonders die Seeanemonen. Die zur Zeit der Ebbe vom Wasser entblößten Thiere ertragen ohne Nachtheil die Einwirkung der Luft und der Sonnenstrahlen.

Hierauf folgt vom Niveau der tiefsten Ebbe bis zur Tiefe von ungefähr 15 Faden (27 Meter) die Laminarienzone (von Laminaria, einer Gattung von Seetang). Es ist dies die thierreichste Region besonders an seichten Stellen des Meeres, da in derselben die meisten Seetange gedeihen und vielen Thieren Nahrung und Unterkunft geben. Die verschiedenartigsten Seethiere nehmen daselbst ihren Aufenthalt, vorzüglich solche, die sich durch Lebhaftigkeit der Farbe auszeichnen.

Unter der Laminarienzone liegt bis zu einer Tiefe von 30 Faden (55 Meter) die Korallineenzone. Der Name dieser Zone stammt von einer durch Kalk inkrustirten Algenfamilie, die man früher zu den Korallenthieren rechnete. Die Algenarmut dieser Region mindert auch die Thiermenge herab; doch finden daselbst noch viele Fische auf dem von Korallineen bewachsenen Grund einen günstigen Platz zum Laichen und zahlreiche Arten von Krustenthieren und Weichthieren besonders einmuskelige Muschelthiere beleben noch den pflanzenarmen Boden. Besonders charakterisiren diese Zone die pflanzenähnlichen Stöcke der Hydroiden-Quallen, welche gleich schön gefärbten Blüten an den Zweigen eines festsitzenden Stockes hervorsprossen.

Die vierte und unterste Zone von 30 Faden (55 Meter) abwärts wird nach den daselbst vorkommenden kalkabsondernden Korallenthieren die Zone der Tiefsee-Korallen genannt, und ist an lebenden Wesen sehr arm. Armfüßer (aus dem Typus der Weichthiere) und Stachelhäuter, die oft ganz fremdartig geformt sind, charakterisiren diese Region. (Siehe auch weiter unten „Organische Wesen der Tiefsee“.)

525. Verbreitungsbezirke. Sowie die Küste und die hohe See, die oberen Meeresschichten und die Tiefsee ihre eigenthümliche Fauna besitzen, so wechseln die Thierformen auch wegen der verschiedenen äußeren Lebensbedingungen mit den geographischen Breiten und häufig

auch mit den geographischen Längen. Man nennt den Raum, welchen eine Art, eine Gattung oder eine Familie einnimmt, den Verbreitungsbezirk dieser Art, dieser Gattung oder dieser Familie. Die Grenzen desselben gegen den Äquator und gegen die Pole sowie gegen die Meerestiefe werden vorzugsweise durch die Isothermen und Isokrymen, gegen Osten und Westen durch orographische und hydrographische Hindernisse bestimmt. Je leichter sich eine Thierart bewegt, je weniger empfindlich sie gegen den Wechsel äußerer Einflüsse ist, desto größer ist meist ihr Verbreitungsbezirk. Da das Meerwasser geringere Wärmeunterschiede bietet und der Ausbreitung der Thiere weniger hinderlich ist, als das Festland, so sind auch die Verbreitungsbezirke der Seethiere meist größer als die der Landthiere. Aus demselben Grunde finden wir in den nordischen Meeren einen nahezu gleichen Reichthum an Thieren wie am Äquator und weichen die nordischen Formen der Seethiere von den äquatorialen in weit geringerem Grade ab als dies bei den Landthieren der Fall ist. Manche Seethiere, wie z. B. der Seehund, die Ohrrobbe, der Delphin, das Meerschwein, der Pottwal, leben in allen Weltgegenden zusammenhängender Meere.

Thiergebiete des Meeres.

526. Obwohl die einzelnen Oceane mit einander in Verbindung stehen und dadurch eine allgemeine Verbreitung der nicht festsitzenden Seethiere über das Weltmeer möglich wäre, so hindern doch die ungleichen Wärmemengen des Wassers und die Continente eine gleichförmige Vertheilung der Thierformen, und man kann das Meer in mehrere mehr oder weniger von einander abgeschlossene Gebiete theilen, die sich durch ihre Fauna unterscheiden. Nach Schmarda nimmt man in dieser Richtung 10 Gebiete des Meeres an.

1. Nördliches Eismeer. Reich der Meer-Säugethiere und Amphipoden. Dieses von den Nordküsten der Alten und Neuen Welt begrenzte Gebiet enthält die größten Seethiere und im Gegensatz zur Verödung des angrenzenden Festlandes eine ungeheure Thiermenge. Die beiden Ordnungen der Meer-Säugethiere, die Flossenfüßer und die Wale, haben in diesem Reiche und im Antarktischen Meere ihren Hauptsitz und von denselben leben das Geschlecht der Walrosse und der Narwal nur hier und finden sich bloß ausnahmsweise weiter südlich. Der oft 22 Meter lange grönländische Bartenwal scheint nur in diesem Gebiete und im nördlichen Atlantischen Ocean vorzukommen, besonders zwischen Grönland und Baffinsland, während der nordische manchmal

32 Meter lange Finnfisch auch im Atlantischen Meere sowie auch im nördlichen Theil des Stillen Oceans gefunden wird.

Von den Knochenfischen herrschen die Scorpionsfische und die Lachse vor. Auch Schellfische (Kabeljau, Dorsch u. s. w.) leben hier zahlreich, doch erreichen sie erst im Nordatlantischen Meer das Maximum ihres Vorkommens. Von Knorpelfischen finden sich mehrere Rochen und Haie, darunter der 10 Meter lange Wanderhai, der bisweilen durch Nordwest-Winde verschlagen an die französische Küste kommt.

Besonders charakteristisch für den hohen Norden sind unter den niederen Krustenthieren die winzigen Amphipoden oder Flohkrebse, welche daselbst in unzähligen Scharen das Meer bevölkern und den höher entwickelten Seebewohnern, namentlich den Meer-Säugethieren als Hauptnahrung dienen. Sie selbst nähren sich von Aas und reinigen das Meer und den Strand von todten und verwesenden Organismen. In einer Nacht vermögen sie den größten Seehund bis auf das Gerippe zu verzehren. Von den höher organisirten Krebsen findet man hauptsächlich Langschwänze; Krabben fehlen schon bei Neu-Fundland. Die Zahl der Würmer ist bedeutend. Weichthiere reichen bis zum höchsten Norden (auch der Schiffs-Bohrwurm), doch ist ihre Zahl gering. Einzelne Formen von Mantelthieren und Seesternen kommen nur im Nördlichen Eismeer vor, die Röhrenquallen fehlen und von den Polypen erscheinen nur wenige.

2. **Antarktisches Meer. Reich der Meer-Säugethiere und der Pinguine.** Die Thierwelt dieses Gebiets ist sehr zahlreich aber noch wenig erforscht. Mit Ausnahme der Walrosse, des Narwals und der Manati spielen auch hier die Meer-Säugethiere eine hervorragende Rolle. Einen eigenthümlichen Charakter verleihen diesem Meere die großen Scharen der Pinguine (einer Familie der Schwimmvögel). Sie sind bis zum 70° S. Br. auf dem Meere oft in einer Entfernung von 200 Meilen vom Lande schwimmend gefunden worden und können, da sie fast immer im Meere leben und ihre mit schuppenartigen Federn besetzten Flügel zum Fliegen unbrauchbar und nur zum Rudern geeignet sind, als wahre Seethiere angesehen werden. Nur zum Brüten kommen sie an die Inseln und das Festland von Südamerika, wo man sie dann in langen Reihen (sogenannten Schulen) geordnet aufrecht stehend findet.

Die außerordentliche Masse der wirbellosen Thiere, welche in diesem Reiche auftreten und den Meer-Säugethieren und den Vögeln Nahrung geben, wird durch die besondere Vegetation des Antarktischen Meeres ermöglicht. Zahllose Diatomeen (einzellige Algen mit in der Zell-

haut abgelagerter Kieselerde) beleben diese Gewässer und dienen vielen Thieren zur Nahrung. Braune Tange oder Fucoiden, oft von riesiger Länge, wachsen daselbst in ungeheurer Menge und bilden weit ausgedehnte unterseeische Wälder, in welchen sich zahllose Thiere herumtummeln und Unterstand und Nahrung finden.

3. Nördlicher Atlantischer Ocean. Reich der Schellfische und der Häringe. In dem im Norden von Island und im Süden von der Äquatorial-Strömung begrenzten Raume leben Seehunde, zahlreiche Delphine, darunter der Butzkopf, der größte Feind der Walfische, einige Wale und der Pottfisch, der jedoch über den 50° N. Br. nicht nach Norden geht. Von den Meer-Schildkröten, welche in den Polarmeeren fehlen, finden sich hier die 2 Meter lange Riesen-Schildkröte, die europäische Meer-Schildkröte, die echte Carett-Schildkröte, welche das beste Schildpatt liefert, und die Leder-Schildkröte, welche anstatt der Schildplatten mit einer lederartigen Haut bedeckt und für den Atlantischen Ocean und das Romanische Mittelmeer besonders bezeichnend ist.

Von den Fischen nehmen die Hartflosser gegen den Süden zu, die Weichflosser dagegen ab. Schellfische und Häringe sind vorherrschend. Erstere, welche getrocknet den Stockfisch liefern und aus deren Leber der Leberthran gepresst wird, werden bei Neu-Fundland jährlich nach Hunderten von Millionen gefangen und ganze Flotten beschäftigen sich mit der Erbeutung derselben. Häringe und Sprotten ziehen zum Ablegen des Laichs in unermesslichen Scharen dem Strande zu, bilden dabei nahe an der Meeres-Oberfläche meilenlange silberglänzende Thierbänke und werden an den Nordeuropäischen Küsten jährlich in mehr als einer Milliarde gefangen. Nach den neuesten schwedischen und deutschen Untersuchungen zerfallen alle Härings-Rassen in zwei Gruppen, in Hochsee-Stämme und Küsten-Stämme. Erstere formiren die größten Häringsscharen, leben die meiste Zeit des Jahres ungefähr 400—600 Kilometer von den Küsten entfernt auf der hohen See nahe an der Oberfläche (selten tiefer als 20 Meter) und ziehen je nach der Rasse vom Herbst bis zum Frühjahr an die Küsten. Letztere, fast immer Thiere von geringerer Größe, entfernen sich nie weit vom Lande, besuchen auch außer der Laichzeit, welche im Mai und April eintritt, Fjorde und Buchten und machen in der Ost-See die Mehrzahl der Häringe aus, während in der Nord-See die Hochsee-Stämme an Zahl überwiegen. Sardellen und Alsen treten in geringerer Zahl auf. Zahlreiche Lachse und Groppen bezeichnen dieses Reich besonders; außerdem finden sich in größerer Menge Seebarsche, Meerbrassen, Meergrundeln und

Makrelen, darunter Thunfische und Schwertfische. Charakteristisch für dieses Gebiet ist auch der Geißel-Aal. Er besitzt einen 1½ Meter langen peitschenförmigen Schwanz, der sich in Knoten schlingen lässt, und kann seinen sackförmigen Schlund hutförmig aufblasen. Haie und Rochen kommen häufig vor; aus den hochnordischen Meeren reicht der Wanderhai, und aus der tropischen Zone der Hammerhai herein. An den Canarischen Inseln verschwinden die Schellfische und mehren sich die Makrelen.

Unter den Krustenthieren erscheinen zahlreichere Formen als im hohen Norden, doch fehlen die Vierecks-Krabben, die Halbschwänze und die Heuschrecken-Krebse gänzlich und die Stachelschwänze gehen nur bis zum 40° herauf. Den größten Reichthum an Hummern zeigt die Küste von Norwegen, von wo jährlich wenigstens 600.000 Hummern vermittelst kleiner, schnell segelnder Schiffe mit doppeltem als Hummerbehälter dienenden Boden nach London geliefert werden.

Ebenso vermehren sich die Arten der Weichthiere im Vergleich zu jener des Nördlichen Eismeeres; nur das Baltische Meer ist arm an diesen Thieren und in der Hälfte des Finnischen Meeres erlischt der Meerescharakter ganz. An einzelnen Punkten, besonders bei der Neu-Fundland-Bank hat man riesige Kraken (Kopffüßer) gefangen, deren Arme 6—7 Meter messen.

Die Polypen zeigen in diesem Reiche wohl einen ziemlichen Formenreichthum, doch fehlen die riffbauenden Korallenthiere der tropischen Meere, und wenn sie auch hie und da vorkommen, so erreichen ihre Stöcke nur eine geringe Größe.

4. Mittelländisches Meer. Reich der Lippfische. In Folge der höheren Temperatur und des größeren Salzgehaltes übertreffen die Südeuropäischen Binnenmeere in Bezug auf den Thierreichthum nicht bloß die Nordeuorpäischen Gewässer, sondern auch den unter gleicher Breite gelegenen Theil des Atlantischen Oceans. Besonders gilt dies für das westliche Becken des Mittelmeeres, während das Schwarze Meer eine weit geringere Thiermenge aufweist.

Von größeren Meer-Säugethieren findet man hier den Pottwal, den 8—9 Meter langen Zwerg-Finnfisch, der gewöhnlich auch im Nördlichen Atlantischen Ocean vorkommt, und den 24 Meter langen großmäuligen Finnfisch, der eine mittelländische Charakter-Species zu sein scheint. Die europäische Meer-Schildkröte und die schwarze Leder-Schildkröte repräsentiren im Mittelmeere die Reptilien.

Die zahlreichen Fische bestehen aus etwa 600 Arten. Ungefähr 35 Procente davon kommen auch an den Küsten von England und im Atlantischen Ocean vor; ein Theil der Arten lebt auch in südlicheren,

selbst tropischen Meeren, ein anderer Theil ist diesem Gebiete eigenthümlich. Die herrschenden Formen sind die Lippfische (mit dicken fleischigen Lippen), welche mehr als $^1/_7$ aller mittelländischen Species bilden, und von welchen einzelne Geschlechter bloß in diesem Meere vorkommen. Sonst sind noch zu erwähnen: zahlreiche Brassen, viele Formen der Scomberoiden (die kleineren Makrelen, der Thunfisch, der Schwertfisch u. s. w.), Bandfische, Harder, Meergrundeln und Meerhechte.

Die nordischen Lachse sind hier nur durch den Silberfisch repräsentirt. Häringe fehlen, desto zahlreicher treten die Sardellen auf. Von den Aalen erscheint der Sandaal in den sicilischen Gewässern so häufig, dass er in manchen Jahreszeiten die gewöhnliche Nahrung der Bewohner von Messina bildet. Aus der tropischen Ordnung der Haftkiefer leben hier der Hornfisch, der einem abgeschnittenen Kopfe ähnliche Mondfisch und ein Kofferfisch; Haifische und Rochen stimmen mit denen des Atlantischen Oceans nahezu überein.

Zahlreiche Kopffüßer, darunter das Papierboot, bewohnen dieses Meer. Von Schnecken kennt man hier bei 500 Arten und von Muscheln bei 230. Das Schwarze Meer ist an Weichthieren arm, Kopffüßer fehlen daselbst ganz.

Besonders charakteristisch für dieses Gebiet ist die rothe edle Koralle, welche nur im Mittelmeere, und zwar am häufigsten an der Nordküste von Afrika und um Sicilien in einer Tiefe von 20—300 Meter vorkommt und bis Marseille und im Adriatischen Meere bis Sebenico reicht. Sie wird höchstens $^1/_3$ Meter hoch.

5. Nördlicher Stiller Ocean. Reich der Panzerwangen. Die südliche Grenze dieses Gebietes bezeichnet die Isotherme von 20° C., die etwas nördlich vom Wendekreis des Krebses ungefähr an der Grenze des Nordost-Passats verläuft.

An den östlichen und westlichen Küsten dieses Meeres lebt die Seeotter, ein 1 Meter langes Raubthier mit weißlichem Kopf und sammtschwarzem Pelz, dessen Fell wegen des außerordentlichen Glanzes von den Chinesen höher geschätzt wird als jenes vom Hermelin und Zobel. Die Meersäuger stimmen mit den Säugethieren, welche unter ähnlichen Breiten im Atlantischen Ocean leben, ziemlich überein. Von den eigentlichen Walen gehen der antarktische Walfisch und der antarktische Finnfisch durch die tropische Zone weit nach Norden und aus dem Eismeere reicht der nordische Finnfisch herab. An den Küsten der nördlichen Inseln und des nördlichen Festlandes findet man den Seelöwen und den Seebären, während Stellers Ohrenrobbe auf die Westküste von Amerika beschränkt zu sein scheint. In diesem Gebiete, besonders bei den

Kurilen lebte auch Stellers Seekuh, deren Fleisch genießbar war. Bald nach der 1741 stattgefundenen Entdeckung dieses Thieres erfolgten viele Expeditionen zum Fange desselben und es wurde, da dasselbe sehr schwer beweglich war und sich den Verfolgungen der Menschen nicht entziehen konnte, bald darauf (1768) vollkommen ausgerottet.

Von den Fischen herrschen die Cataphrakten oder Panzerwangen vor, Thiere, bei denen der Kopf von breiten, rauhen oder stachligen Wangenknochen umgeben ist.

Von tropischen Krustenthieren geht hier ein Pfeilschwanz bis an die Küsten von Japan.

An der ganzen Westküste von Amerika, von Chile bis Aliaska zeigen die Conchylien eine auffallend dunkle Färbung. Die Ursache dieser Erscheinung ist noch nicht bekannt.

An den Kurilen, Aleuten und der Nordwest-Küste von Nordamerika tritt eine üppige Vegetation von Riesentangen auf, welche submarine Wälder bilden und zahlreichen Thieren Schutz und Nahrung liefern.

6. Tropischer Theil des Atlantischen Oceans. Reich der Manati und Plectognathen oder Haftkiefer. In diesem von den beiden Isothermen von 20° C. begrenzten Gebiete sind die Robben sehr selten, leben wenige Wale, dagegen erscheinen mehr Delphine und Pottfische, letztere sogar häufiger als in den nordischen Meeren. Ausschließlich hier findet man die Manati oder Lamatins, die Meerweiber der älteren Seefahrer. Sie leben als gesellige Pflanzenfresser vorzugsweise an den Mündungen der Flüsse der atlantischen Tropenländer oder auf dem hohen Meere über unterseeischen Süßwasser-Quellen. Drei Arten von diesen Thieren, welche bisweilen eine Länge von 6 Meter erreichen, kommen an der Amerikanischen Küste vor, und eine Art von höchstens $2^1/_2$ Meter Länge trifft man an der Küste von Afrika. Tropik- und Fregattenvögel, besonders die kleinen schwarzen Sturmschwalben durchkreisen die Luft.

An der Amerikanischen Küste erscheinen Krokodile, überall in diesem Reiche findet man eine Leder-Schildkröte, die Riesen-Schildkröte und die echte Carett-Schildkröte, welche letztere besonders an den Antillen und an dem Gestade von Venezuela in großer Menge gefangen wird.

Charakteristisch für dieses Gebiet sind die Haftkiefer, wie der Stachelbauch, Igelfisch, Kofferfisch, Hornfisch u. s. w. Es sind dies Fische, bei welchen die Knochen der Oberkinnlade fest und unbeweglich mit einander verwachsen sind und deren Körper durch harte Schuppen,

eckige Knochenschilder oder Stacheln geschützt ist. Außerdem erscheinen Lippfische, Makrelen, Umberfische und Schuppenflosser in zahlreicher Menge, dagegen nehmen die Lachse, Häringe und Schellfische ab. Von den Haifischen und Rochen findet man die Hauptformen des Nordens. Hammerhaie sind hier häufiger als im nördlichen Theile.

Von den 49 Arten Kopffüßer des Atlantischen Oceans gehören 35 Arten diesem Meerestheil an und von denselben sind 24 Species rein tropisch. Die Flossenfüßer erreichen hier ihre größte Entwicklung; sie, sowie die zahlreichen Krustenthiere, Salpen und Medusen locken eine Menge von fliegenden Fischen an und diese wieder ihre Hauptverfolger, die Boniten, eine zu den Makrelen gehörige Fischart. Die Salpen erscheinen bald als Einzelwesen, bald als kettenförmig verbundene Thierstöcke zwischen den Wendekreisen besonders zahlreich, kommen jedoch auch noch bis zum 40° N. und S. Br. häufig vor.

Riffbildende Polypenthiere treten an der Küste von Südamerika, besonders aber an den Westindischen Inseln, wo sie einzelne Meerestheile unwegsam machen; bis zu den Bahama-Inseln auf; doch erreichen ihre Arten nicht die Zahl und Mannigfaltigkeit dieser Thiere im Stillen Ocean und verhalten sich zu letzteren wie 3 : 8. Sie bilden Strandriffe, an der Küste von Südamerika auch Canalriffe, dagegen scheinen Atolls zu fehlen.

Am Grunde des Golf-Stromes findet man zahlreiche Kieselschwämme und Wurzelfüßer, deren Formen sich an die der Kreide-Formation anschließen.

Das zwischen den Canarischen und Westindischen Inseln gelegene Sargasso-Meer, das aus durch den Golf-Strom zusammengetriebenen Bruchstücken von Algen besteht, birgt eine reiche Thierwelt.

7. Indischer Ocean. Reich der Hydriden und Bucciniden. Es liegt zu beiden Seiten des Äquators bis zur Isotherme von 20° C. und reicht im Süden ungefähr bis zu einer Linie, welche vom Cap der guten Hoffnung bis Tasmanien gezogen wird. Die Manati des Tropisch-Atlantischen Meeres werden hier durch den 2½ Meter langen Dujong ersetzt; von den Walen erscheinen mehrere Delphine, der Pottfisch, dann der antarktische Walfisch und Finnfisch, welche letzteren aus den Antarktischen Meeren bis gegen die Sunda-Inseln hinauf ziehen.

Riesen-Schildkröten und echte Carett-Schildkröten werden im Sunda-Meere in großer Menge gefangen und Singapore ist dadurch der Stapelplatz des Schildpattes geworden. Ein Krokodil (*Crocodilus biporcatus*) lebt zwischen den Seychellen und den Sunda-Inseln. Besonders bezeichnend für dieses Gebiet sind die zahlreichen giftigen Seeschlangen

(Hydriden), die oft in Schaaren von Hunderten schwimmen oder spiralig zusammengerollt auf dem Wasserspiegel liegen. Von den bekannten Arten dieser meist bunt gefärbten, bald kleinen, bald bis 3 Meter langen Thiere leben 75 Procente im Indischen Meere, besonders in der Nähe der Küsten, gehen aber auch in die Mündungen der Flüsse.

Eine große Mannigfaltigkeit von Fischen entfaltet sich in diesem Reiche. Man kennt davon aus dem Sunda-Meere nahezu 2300 Arten, wovon um die Insel Amboina allein 800 vorkommen. Besonders zahlreich sind Welse und Zitterrochen; dagegen tritt von den Lachsen eine einzige Gattung auf und die Schellfische scheinen ganz zu fehlen. Zu den diesem Reiche eigenthümlichen Arten gehören die Spritz- und Schützenfische, welche die zu ihrer Nahrung dienenden Insecten durch einen Wasserstrahl von den Wasserpflanzen herabspritzen. Haie kommen hier wie in allen tropischen Gewässern häufig vor, darunter Hammer- und Sägehaie.

Die Küsten vom Rothen Meere bis Neu-Guinea übertreffen an Reichthum von Krustenthieren alle andern Gebiete der Erde und beherbergen besonders Taschenkrebse und Viereckkrabben.

Nicht minder häufig finden sich Weichthiere; bei den Philippinen allein hat man 2500 Arten gefunden. Von den daselbst lebenden Kopffüßern repräsentirt der Nautilus oder das Perlboot mit seinem spiraligen und gekammerten Gehäuse die einzige noch lebende Gattung der Nautiliden, welche in früheren Erdperioden so mannigfaltig waren. Man trifft ihn auch noch im Stillen Ocean. Von den Schnecken charakterisiren besonders die Porzellanschnecken und die giftigen Kegelschnecken das Indische Meer, von welchen letzteren nur 5 Procente außerhalb dieses Gebietes gefunden werden. Die Bucciniden oder Kinkhörner erscheinen so formenreich, dass man nach ihnen dieses Reich benannt hat. Aus der Classe der Muschelthiere sind erwähnenswert: die Gießkanne, die Rieselmuschel (bisweilen 2 Meter lang), welche auch im Stillen Ocean vorkommt, und die echte Perlmuschel. Letztere wird im Persischen Meerbusen und an der Küste von Ceylon am zahlreichsten gefunden, lebt aber auch im Rothen Meere, im Meerbusen von Panama und Mexico, an der Californischen Küste und an den Inseln des Stillen Oceans.

Die Hälfte der bekannten Seesterne und ein Drittel aller Formen von Seeigeln leben im Indischen Meere. Korallenthiere erscheinen hier zahlreicher als im Atlantischen Ocean, erreichen aber noch nicht den Reichthum der Südsee. Von Korallen-Riffen kommen alle 3 Hauptformen vor, nämlich: Küstenriffe, Dammriffe und Atolls.

Im allgemeinen stimmt die Fauna dieses Reiches mit der des Stillen Oceans weit mehr überein als mit der des Atlantischen Meeres, und es erklärt sich daraus der beträchtliche Unterschied der Thierwelt des Mittelländischen und Rothen Meeres trotz ihrer gegenseitigen Nähe.

8. Tropische Zone des Stillen Oceans. Reich der Korallen und der Holothurien. Es erstreckt sich zu beiden Seiten des Äquators bis zur Isotherme von 20° C. ganz in der Region der Passatwinde und wird im Westen durch eine Linie begrenzt, welche von Formosa und den Philippinen nach der Nordküste von Neu-Guinea und die östlichen Küsten von Australien läuft.

Zwischen den zahlreichen Inseln wimmelt es von mannigfaltigen Thieren. Robben, welche im Tropisch-Atlantischen Ocean sehr selten sind und im Indischen Meere zu mangeln scheinen, leben an der Westküste von Amerika; von den Walen findet man in diesem Gebiete Delphine, den antarktischen Walfisch und Finnfisch, welche vom kalten Süden heraufziehen, und den Pottfisch, der in allen Meeren lebt. Besonders im südlichen Theile dieses Reiches und um Neu-Seeland erscheinen die Wale ziemlich häufig, so dass daselbst seit einiger Zeit ihr Fang ziemlich ergiebig ist. Dagegen fehlen die pflanzenfressenden Wale (Manati, Dujong).

An Seevögeln mangelt es beinahe; See-Schildkröten erscheinen an einzelnen Stellen in ziemlicher Menge und giftige Seeschlangen kommen weniger häufig vor als im Indischen Meere.

Zahlreiche Fische, die aber noch wenig bekannt sind, beleben diese Gewässer, darunter Doraden und Flugfische, welche letztere besonders von den Boniten und Goldbrassen verfolgt werden. Der Fischreichthum zieht viele Haie an, von denen es an manchen Inseln wimmelt. Besonders häufig erscheint der blaue Hai *(Squalus glaucus)*, welcher von vielen Südsee-Insulanern wie ein Gott verehrt und gefürchtet wird, dann findet sich ein Sägefisch mit aufgebogenen Zähnen *(Pristis cirrhatus)*, bei Neu-Guinea lebt der schwarzköpfige Hai und an den Australischen Küsten *Cestracion Philippii*, der Repräsentant einer Abtheilung von ausgestorbenen Fischen, welche vorzugsweise in der Steinkohlen-Periode gehaust haben.

Die große Zahl von Kopffüßern stimmt mit denen des Indischen Meeres so ziemlich überein, namentlich ist der Nautilus gemeinsam, die Zahl der übrigen Weichthiere aber wird etwas verringert.

Die Seesterne zeigen hier weniger Mannigfaltigkeit als in den Meeren der Östlichen Halbkugel, dagegen erscheinen die Holothurien

oder Seewalzen mit einem solchen Reichthum an Formen, dass bei einer jeden Reise neue Arten gefunden werden.

Am bezeichnetsten für die Südsee sind die Korallenthiere; $^{2}/_{5}$ aller bekannten Korallen leben hier und der Stille Ocean enthält ebenso viele Arten wie die Ost- und Westindischen Meere zusammen. Auf diesem Gebiete gedeihen die riffbildenden Polypen am üppigsten und bilden die riesigsten Korallenbauten. Die Riffe kommen in allen drei Formen vor, fehlen aber an der Südamerikanischen Westküste, da dort die vom Süden kommende kalte Strömung der Entwicklung der riffbauenden Thiere nicht günstig ist. (Siehe weiter unten „Korallen-Riffe“.)

9. Südlicher Theil des Atlantischen Oceans. Dieses inselarme Gebiet, das von der Südspitze Afrikas und von der Mündung des Rio de la Plata bis zum Süd-Polarmeer reicht, enthält auf der hohen See wenig Thiere und bildet stellenweise eine Wasserwüste. Die Meer-Säugethiere des Antarktischen Meeres erscheinen auch hier; eigenthümlich sind die See-Elephanten und die Kugelrobben. Die Fische sind wenig bekannt und jedenfalls nicht zahlreich; dagegen trifft man an den Küsten zahlreiche Krustenthiere und Weichthiere, letztere bald nackt, bald mit prächtiger Schale versehen.

10. Südlicher Theil des Stillen Oceans. Dieses Reich erstreckt sich ungefähr vom Wendekreis des Steinbocks bis zum Antarktischen Ocean und gehört zu den unbekanntesten Gewässern der Erde. Die niedrige Temperatur und die Armut an Inseln sind dem Gedeihen der Thiere nicht günstig. Von Säugethieren findet man den südlichen Bartenwal, den Pottfisch, drei Arten von Delphinen und ebenso viele Species von Ohrrobben. Einige Sturmvögel beleben die Lüfte, wie der graue Sturmtaucher, der antarktische Sturmvogel von der Größe einer Gans und *Puffinaria Berardii*, welche letztere zwei bloß in der Südsee vorkommen. Die Fische stimmen meist der Gattung nach mit denen der Nördlichen Erdhälfte überein, weichen jedoch der Art nach von letzteren ab. Bei Neu-Seeland und Tasmanien erscheinen auch einige tropische Formen.

Korallen-Riffe.[1]

527. Korallen-Riffe sind Felsen, welche größtentheils aus kalkigen Thiergehäusen bestehen und durch die vieltausendjährige Thätigkeit von Polypen gebildet worden sind.

---

[1] Über den Bau und die Verbreitung der Korallen-Riffe von Charles Darwin. — Allgemeine Erdkunde von Dr. Haan, Dr. Hochstetter und Dr. Pokorny. — Die

Im allgemeinen sind die Polypen — auch Korallenthiere oder Blumenthiere genannt — mit wenigen Ausnahmen festsitzende Cölenteraten (darmlose Thiere) von cylindrischer oder kelchartiger Gestalt mit nach oben gerichteter Mundöffnung, welche von einem oder mehreren Kreisen hohler, mit dem Leibesraum communicirender Fühler umgeben ist und in einen kurzen Magensack führt. Letzterer steht durch eine untere verschließbare Öffnung mit der Leibeshöhle in Verbindung, welche durch verticale, von der Körperwand zum Magen reichende Scheidewände (Mesenterialfalten) in senkrechte Taschen zerfällt. Diese radial gestellten Hohlräume dienen als Verdauungs- und Circulationsorgane und communiciren mit einem System saftführender Gänge (Wand- oder Parietalcanäle), welche sich in der Leibeswand verzweigen und frei nach außen münden können. Unverdaute Speisereste, sowie die Eier werden durch den Mund ausgeworfen.

Selten bleibt ihr Körper vollständig weich. Meistens werden in der äußeren Haut und in den radial verlaufenden Mesenterialfalten zerstreute Stückchen oder zusammenhängende Massen von kohlensaurem Kalk abgeschieden, wodurch im ersteren Falle ein poröses, im letzteren ein compactes Skelet (Becher) entsteht. Der untere Theil des Bechers heißt das Fußblatt, seine äußere Wand das Mauerblatt, welches nach außen häufig mit Rippen besetzt ist und bei manchen Korallen, namentlich bei Korallenstöcken theilweise oder ganz fehlt. Die in den Mesenterialfalten abgelagerten radienartig gestellten Kalkmassen (Strahlen oder Sternleisten) theilen den Becher in meist senkrechte Kammern und entwickeln sich in einer bestimmten Reihenfolge. Zuerst entstehen meist sechs Mesenterialfalten und sechs Strahlen, dazwischen schieben sich bald sechs neue, dann zwölf u. s. w., so dass sich die Strahlen mit dem Wachsthum der Thiere vermehren. Bleiben die Skelete der Polypen mit einander in Verbindung, so entsteht ein Polypenstock.[1]

Die Korallenthiere vermehren sich durch Eier, häufiger jedoch durch Längstheilung und durch Knospung, bei welchem an der Seite des Körpers junge Thiere hervorsprossen. Bei den beiden letzteren Vermehrungsarten findet selten eine vollständige Trennung der Individuen statt und daraus erklärt sich die Bildung eines Polypenstockes. Dabei

---

geographische Verbreitung der Thiere von Dr. Ludwig K. Schmarda. — Geologie von Carl Vogt.

[1] Die Rindenkorallen, zu welchen die Edelkoralle des Mittelmeeres gehört, besitzen ein festes, inneres, baumartig verästeltes Axengerüst, welches von einer weichen, die Einzelpolypen enthaltenden thierischen Substanz überzogen ist.

bleiben die Einzelthiere durch feine Röhren, durch welche die Ernährungssäfte fließen, untereinander im organischen Zusammenhange, so dass die Nahrungsstoffe, welche ein Polyp einnimmt, der ganzen Gesellschaft zugute kommen. Die mannigfaltigen Formen der Polypenstöcke und Korallen-Riffe werden nicht allein durch abweichende Skeletbildung der Einzelpolypen bedingt, sondern sind auch eine Folge der verschiedenen Theilungs- und Knospungsvorgänge.

528. Alle Polypen leben im Meere. In der kalten Zone kommen meist nur skeletlose Formen vor, in der gemäßigten finden sich wohl schon einzelne Kalkkorallen, aber die Stöcke werden nur rasenförmig oder niedrig strauchartig. Erst in der warmen Zone gelangen die riffbildenden Korallenthiere zur vollsten Entwicklung und führen in vielen Tausenden von Jahren mit ihren Gehäusen Bauten auf, deren riesige Größe alle Gebilde der Menschenhand weit hinter sich lässt. Sie leben vom Niveau der niedersten Ebbe bis zu einer Tiefe von 15—20 Faden (27—37 Meter), sind somit entschieden Seichtwasser-Bewohner, gedeihen nur im klaren Seewasser, dessen Temperatur nie unter 18—20° C. sinkt, und finden sich daher bloß ungefähr zwischen 25° S. Br. und 30° N. Br. Am großartigsten entfalten sich die Korallenstöcke an den Westindischen Inseln, an den Küsten des Rothen Meeres, im Indischen und Stillen Ocean, fehlen aber in Folge der kalten Polarströme an der Westküste von Südamerika und Afrika, sowie auch an der Küste von China.

Die riffbauenden Polypen wohnen nicht nur colonienweise zu Tausenden auf einem Stocke zusammen, sondern es pflegen sich an günstigen Örtlichkeiten zahllose Stöcke neben und aufeinander anzusiedeln, wodurch die Korallenbänke oder Riffe entstehen. Den Grundpfeiler eines Riffes bilden gewöhnlich die Asträen oder Sternkorallen. Sie wachsen von höchstens 20 Faden (37 Meter) Tiefe bis 9 oder 8 Faden (16·5 oder 15 Meter) unter dem Meeresspiegel herauf und bilden massige Polypenstöcke, bei welchen die Mauerblätter der einzlenen Becher verschmelzen und die Strahlen regelmäßig radienartig laufen. Über denselben lagern sich die gleichfalls massige Stöcke bildenden Mäandrinen, bei welchen die einzelnen Becher zu langen gewundenen Thälern vereinigt sind und dadurch den schraffirten Berggegenden auf den Landkarten nicht unähnlich sehen. In den obern Schichten des Wassers bis zum Spiegel herrschen die Madreporen oder Schwammkorallen, die Poriten oder Lochkorallen, die Milleporen oder Punktkorallen, die Pociloporen oder Bechersternkorallen u. s. w., deren Stöcke sich bald blattförmig ausbreiten, bald stammartige Äste oft mit den zierlichsten Verzweigungen bilden.

Bloß die oberen und seitlichen Partien eines Riffes sind mit lebenden Polypen besetzt, innen und unten ist der Stock völlig abgestorben, doch bleibt das Skelet jedes zu Grunde gegangenen Korallenthieres mit der gemeinschaftlichen Colonie in Verbindung. Da die an der Peripherie des Stockes lebenden Thiere roth, gelb, grün, blau u. s. w. überhaupt in den mannigfaltigsten Farben erscheinen, so hat man die Plattform eines Riffes mit einer im buntesten Blütenschmuck prangenden Wiese verglichen. Die Alten hielten die Korallen-Riffe für Steine mit Blüten, später für Pflanzen. Erst 1723 wurden dieselben vom französischen Arzte Peyssonel als Thiergehäuse erkannt; doch war damals die ältere Ansicht noch so tief eingewurzelt, dass Réaumur, der in der Akademie der Wissenschaften diese Entdeckung mittheilte, anfangs den Namen des Entdeckers verschwieg, um denselben vor der gelehrten Welt nicht lächerlich zu machen.

Zwischen den Ästen eines Korallen-Riffes tummeln sich mannigfaltige Thiere, um hier entweder Schutz zu suchen oder an den Polypen und den jungen Korallenzweigen Nahrung zu finden. Buntfärbige Fische mit harten Kiefern zermalmen die Gehäuse der Polypen; steinbohrende Muscheln, Nereiden (Ringelwürmer) und zahllose Holothurien verwandeln den Korallenkalk durch ihren Verdauungs-Process in einen feinen kreideähnlichen Schlamm, der dann in Verbindung mit den durch die Brandung zerbrochenen Korallenzweigen und Muschelschalen die Räume zwischen den Ästen des Stockes ausfüllt, erhärtet und die Korallenbauten im Laufe der Zeiten in einen völlig compacten Kalkstein umgestaltet, an dem man keine Spur von organischer Structur mehr wahrnimmt.

Erreichen die Korallenthiere mit ihren Bauten den Wasserspiegel beim Stande der tiefsten Ebbe, so bauen sie, da sie an der Luft absterben, nicht mehr in die Höhe und können sich nur mehr horizontal ausbreiten.

Werden abgebrochene Korallenäste, Bruchstücke von Gehäusen abgestorbener Thiere u. dgl. durch Wogen und Brandungen auf dem Riff angehäuft, so erhebt sich durch wiederholte Anschwemmungen der Boden über das Wasser und es entsteht eine Korallen-Insel, die sich durch Treibholz und durch von Vögeln und vom Wind herbeigeführte Samen allmählig mit Kräutern und Bäumen bedeckt und so endlich auch dem Menschen zum Wohnplatze dienen kann.

Die Korallenthiere bauen mit verschiedener Schnelligkeit. Ein im Persischen Meerbusen versunkenes Schiff war bereits nach 20 Monaten mit einer $^2/_3$ Meter dicken Korallenkruste überzogen; 1606 zählte man

in der Torres-Straße nur 26. gegenwärtig sind daselbst über 150 Korallen-Inseln.

529. Man unterscheidet gewöhnlich drei Arten von Korallen-Riffen: 1. Küstenriffe, 2. Wallriffe, 3. Atolls. [1]

Küsten-Riffe, auch Strand-Fransen oder Saum-Riffe genannt, lehnen sich unmittelbar an die Küsten der Inseln oder des Festlandes an, indem die Korallenthiere ihre Stöcke vom seichten felsigen Meeresgrund aus bis nahe zur Oberfläche des Wassers aufbauen. Hebt sich der Meeresgrund sammt der Insel in Folge terrestrischer Vorgänge, so sterben die über die Wasserfläche kommenden Polypen ab und es wird die Insel von einem Kranz von Korallenfelsen umgeben.

Wo Flüsse ins Meer münden oder das Wasser durch die Wellenbewegung am Strande trübe wird, sind die Strand-Riffe unterbrochen, da unreines, kaltes oder versüßtes Wasser das Gedeihen der Korallenthiere hindert. Küsten-Riffe verlaufen längs dem oberen und am unteren Theile der Küsten des Rothen Meeres, an der Ostküste von Afrika von 9° N. Br. bis 15° S. Br., um die NO-, NW- und SW-Küste von Madagascar, um die Insel Mauritius und die Seychellen, an den Ufern von Ceylon, der Nicobaren, der Südwest-Küste von Sumatra, an der Nord- und Südküste von Java, den Nordküsten von Borneo, Timor und Celebes, um Ceram und Gilolo, um den größten Theil der Philippinen-, Mariannen-, Salomons- und St. Cruz-Inseln. um die Neuen Hebriden, um die Freundschafts-, Navigators-, Cooks- und Sandwichs-Inseln. Im Atlantischen Ocean sind die Küste von Brasilien und die meisten Westindischen Inseln von Strand-Riffen umsäumt und die Halbinsel Florida ist von vier concentrisch auf einander folgenden Korallen-Riffen umgürtet, von denen eines nach Vollendung des andern vom Grunde des Meeres aus aufgebaut wurde.

Die Wall-Riffe, die man auch Damm-, Barrier- oder Canal-Riffe nennt, laufen entlang der Küsten der Continente oder der Inseln in einiger Entfernung vom Lande, so dass ein nicht besonders tiefer, bisweilen aber sehr breiter Wasser-Canal (Lagunen-Canal) das Riff vom Ufer trennt. Hie und da sind sie unterbrochen und bieten Eingänge in die

[1] Obwohl die Korallen-Riffe schon im III. Abschnitte bei der Charakterisirung der Ufer des Meeres eingehendere Berücksichtigung fanden, so scheint es hier dennoch geboten, auf dieselben, ihrer Wichtigkeit halber, nochmals kurz zurückzukommen, um sie auch vom zoologischen Standpunkte aus in Betracht zu ziehen.

Lagunen-Canäle, welche die sichersten und schönsten natürlichen Häfen bilden, da sie durch die Korallenbank vor dem Wellengang der offenen See geschützt sind. Die Damm-Riffe besitzen oft eine außerordentliche Länge und Breite, und einzelne Theile derselben erheben sich 3—4 Meter hoch über das Meer, so dass sie mit Palmen und anderen Pflanzen bewachsen und auch bewohnbar sind. Das größte Canal-Riff, „Great Barrier" genannt, verläuft an der Nordostküste von Australien, allerdings mit einigen Unterbrechungen, in einer Länge von 1000 Seemeilen und oft 40—50 Seemeilen von der Küste entfernt. Sein nördlichster Theil liegt wie ein unterseeischer Barren in der Torres-Straße. Fast alle hohen Inseln der Südsee: Die Carolinen, Neu-Caledonien, die Viti- und Samoa-Inseln, die Gesellschafts-Inseln u. s. w. sind von solchen Barrier-Riffen umsäumt. An der Nordseite der Viti-Inseln erreichen die Riffe eine Breite von 5—15 Seemeilen und dehnen sich in Neu-Caledonien 150 Seemeilen weit nördlich und 50 Seemeilen südlich von der Insel in einer Gesammtlänge von 400 Seemeilen aus. Hieher gehören auch die Riffe im mittleren Theil des Rothen Meeres längs der beiden Küsten, um die Canarischen Inseln im Mozambique-Canal und einzelne Korallenbauten an der Küste von Brasilien, welche letztere bisweilen 40—50 Seemeilen vom Festlande entfernt sind.

Lagunen-Riffe oder Atolls sind eckige, unregelmäßig ringförmige Riffe, welche ruhiges klares Seewasser von geringer Tiefe, die Lagune, umschließen. Sie bestehen größtentheils aus nacktem Korallenfels, der zur Zeit des Hochwassers überflutet wird und erreichen höchstens eine Breite von 1000—1300 Meter. Gegen die Lagune dachen sie allmählig ab, sind aber nach außen außerordentlich steil, so dass die größten Schiffe dicht an den Felsen heranfahren können. Das ruhige, lebhaft grün gefärbte Wasser der Lagune, deren Grund fast nur heller Sand ist, wird von dem dunklen Ocean durch einen Streifen schneeweißer Brandung geschieden, welche an der Außenseite des Riffes entsteht, und bildet den Sammelplatz von zahlreichen See-Säugethieren, Fischen und anderen Seethieren.

Lagunen-Riffe, von denen ein Theil über die Flutmarke 2—4 Meter als trockenes Land emporragt, nennt man Korallen-Inseln im engeren Sinn. Derartige flache Erhebungen liegen gewöhnlich an den Ecken oder den Wetterseiten der Riffe, wo Wind und Wellen Korallentrümmer, Thiergehäuse und Sand aufhäufen. Sie sind meist mit Pflanzen (besonders Kokospalmen) bewachsen und häufig auch bewohnt. An der Leeseite des Riffes finden sich in der Regel ein oder mehrere Eingänge, welche die Lagune mit dem Meere verbinden. Sind diese Canäle für

Schiffe fahrbar, so bieten die Lagunen mitten im Ocean die sichersten Häfen.

Bleiben derartige Riffe unter dem Wasserspiegel, so verrathen sie ihre Gegenwart durch große kreisförmige Brandungen, die eine stille Wasserfläche einschließen.

Zu den größten Atolls der Erde gehören die Laccadiven, Malediven und Chagos-Inseln im Indischen Ocean (die nördlich davon liegende Paduabank und die südwestlich gelegene Bank von Saya de Malha sind wahrscheinlich gesunkene Atolls), östlich davon liegen die Lagunen-Riffe der Coccos-Inseln und an der Nordwest-Küste von Neu-Holland zwei von Atolls umgürtete Gruppen. Der Stille Ocean zählt bei 300 niedere Korallen-Inseln und an vielen Punkten der Südsee sind dieselben das einzige Feste auf der unermeßlichen Fläche des Meeres. Der Paumotu-Archipel enthält allein gegen 70—80 derartige Inseln, im Carolinen-, Radak-, Ralik-, Kingsmill- und Lago-Archipel liegen zahlreiche Atolls und einzelne auch um die Fidji-, Gesellschafts- und Gambir-Inseln. Im Atlantischen Ocean fehlen sie.

530. Manche Korallen-Inseln reichen in Tiefen von 600 Faden und mehr und man war daher früher, als man über die Lebensbedingungen der Riffe bauenden Polypen noch weniger unterrichtet war, der Ansicht, dass diese Thiere in den größten Tiefen des Oceans ihre Bauten beginnen und an die Oberfläche herauffführen können. Als man aber die Beobachtung machte, dass die riffbildenden Korallenthiere in größeren Tiefen als 20 Faden (37 Meter) absterben, musste man nach einer neuen Erklärung suchen.

Nach Darwin (1837) können so tief reichende Korallenbauten nur dadurch entstehen, dass sich im Laufe der Zeit der Meeresgrund senkt. Jedes Riff war ursprünglich ein Strand-Riff, dessen Bau höchstens in einer Tiefe von 20 Faden (37 Meter) begann. Wird eine Insel von einem derartigen Riff umgeben und senkt sich der Meeresgrund sammt der Insel langsam, so suchen die Polypen dieser Senkung entgegenzuarbeiten und bauen, um in der für ihr Gedeihen günstigsten Wassertiefe zu bleiben, fortwährend in die Höhe, während die in eine größere Tiefe gerathener unteren Korallenthiere absterben und mit ihren Gehäusen den lebenden als feste Unterlage dienen. Da diesen Thieren von der hohen See her mehr Nahrung zugeführt wird und in der Brandung besser gedeihen, so wächst das Riff an der Seeseite rascher als gegen das Land zu; dadurch bildet sich mit der Zeit zwischen dem Inselberg und dem Riff ein Wasser-Canal und es entsteht aus dem Strand-Riff ein Wall-Riff. Verschwindet endlich die Insel durch fortwährendes Sinken

unter der Oberfläche des Wassers, so bleibt nur mehr als Denkmal eines verschwundenen Landes ein ringförmiges Riff übrig; aus dem Damm-Riff hat sich ein Atoll gebildet.

In neuerer Zeit wird Darwins Anschauung über die Bildung der verschiedenen Riffe von mehreren Seiten bekämpft. Bereits John Murray wurde durch die ringförmige Gestalt der Atolls, durch die vulcanische Natur vieler Inseln des Stillen Oceans, sowie durch die große Tiefe, welche manche Lagunen besitzen, zu der Meinung geführt, dass die Atolls und untergetauchten Bänke von submarinen erloschenen Vulcanen herstammen, auf welchen sich zunächst organische Sedimente bis zu einer Höhe anhäuften, in der endlich die Korallenthiere gedeihen und gegen die Meeres-Oberfläche bauen konnten. Dr. J. J. Rein,[1] Professor in Marburg, hält die Annahme eines vulcanischen Untergrundes für sämmtliche Korallen-Riffe zu beschränkt, und nach ihm können letztere auf einer jeden submarinen Bodenerhebung entstehen, mag sie von Vulcanen, Anhäufungen organischer Sedimente oder anderen Ursachen herrühren. Die Forscher der Neuzeit erklären die Bildung der Wall- und Lagunen-Riffe unabhängig von einer Senkung des Meeresbodens, zumal die Korallenbauten nicht in so große Tiefen reichen, wie sie Darwin angenommen hat, sondern einer submarinen Bodenerhöhung aufgelagert sind. Spült die Flut über ein Strand-Riff, so wäscht sie durch ihre erodirende Kraft einen Canal aus, und erzeugt ein Wall-Riff, siedeln sich die Polypen auf einem unterseeischen Berge an, so entsteht ein Lagunen-Riff, indem die am äußeren Rande des Riffes lebenden Thiere wegen reichlicherer Zufuhr von Nahrung besser gedeihen und daher mit ihren Bauten die Oberfläche des Wassers früher erreichen, als die in der Mitte des Stockes gelegenen, welche wegen Nahrungsmangel im Wachsthum zurückbleihen oder gar absterben.

Nach Semper sind Stärke und Richtung der Strömungen, sowie die Widerstandsfähigkeit der Korallen die Hauptursachen der verschiedenen Formen der Riffe. Im ruhigen Wasser oder bei schwachen unregelmäßig wechselnden flachen Strömungen kann sich ein Korallen-Riff nach allen Richtungen gleichmäßig ausbreiten; wo aber starke und constante Strömungen auf ein Riff treffen, können die Korallenthiere nur senkrecht aufwärts bauen. An den Palaos-Inseln im Stillen Ocean hat Semper entgegen der Darwin'schen Senkungs-Theorie constatirt, dass die dortigen Korallen-Riffe während einer allmähligen Hebung des Meeresbodens unter dem Einflusse der sie treffenden Meeresströmungen entstanden sind.

---

[1] Das Ausland, 1882, p. 373.

Die Form der Korallen-Riffe ist demnach auf mehrere Ursachen zurückzuführen, von denen bei der Gestaltung eines Riffes bald die eine, bald die andere vorherrscht.

Organische Wesen der Tiefsee.[1]

(Hiezu die lithographirten Tafeln IV und V.)

531. Bis zur Mitte dieses Jahrhunderts war die Ansicht verbreitet, dass in Tiefen über 600—800 Meter kein organisches Wesen mehr leben kann. Der vermeintliche Mangel an Luft und Licht; die große Kälte und vor allem der kolossale Wasserdruck, der in diesen Tiefen herrscht, sollte jedes Leben unmöglich machen. Dieser Glaube wurde noch bekräftigt durch den berühmten Naturforscher Eduard Forbes, der bei den Untersuchungen des Britischen und Ägäischen Meeres bis zu den Tiefen von 420 Meter eine stete Abnahme der animalen Wesen fand und deshalb behauptete, dass in einer Tiefe von 550 Meter kein lebendes Wesen mehr existiren kann. Dass bereits früher, 1819, Sir John Ross in der Baffins-Bai in dem grünlichen Schlamm aus einer Tiefe von 1830 Meter lebende Röhrenwürmer und einen Medusenstern gefunden hat, wurde weiter nicht beachtet. Erst die Untersuchungen über die Beschaffenheit des Meeresbodens, die zum Zwecke der Legung des ersten atlantischen Telegraphenkabels eingeleitet wurden, regten aufs neue diese Frage an und seit dieser Zeit haben die Engländer, die Nordamerikaner, die Deutschen und die Skandinavier mehrere See-Expeditionen ausgerüstet, welche die Erforschung der physikalischen Verhältnisse und des animalen Lebens der Tiefsee zur Aufgabe hatten.

Alle Untersuchungen der neueren Zeit haben die Thatsache festgestellt, dass das Pflanzenleben bei 100 Meter schon sehr spärlich wird und bei 400 Meter Tiefe vollkommen erlöscht, dass aber das Thierleben gegen die Tiefe keine Grenze hat, wenn es auch in Tiefen über 3000 Meter bedeutend abnimmt. Nach Thomson nimmt von einer gewissen Tiefe angefangen nicht nur die Anzahl der Arten und Individuen, sondern meist auch die Größe der Thiere ab. Derselbe Gelehrte unterscheidet drei Zonen: Eine obere nahe an der Oberfläche mit reichem thierischen Leben, eine mittlere, in welcher größere Thiere fast ganz zu fehlen

---

[1] Allgemeine Erdkunde von Dr. Haan, Dr. Hochstetter und Dr. Pokorny. — Mittheilungen der k. k. geographischen Gesellschaft in Wien, Bd. XVIII. — Geographisches Jahrbuch von Behm. — Über die Thiere der Tiefsee von Dr. H. A. Pagenstecher. (Heft 315 und 316 der wissenschaftlichen Vorträge von Virchow und Fr. v. Holtzendorff.)

scheinen, und eine untere, an Thieren ziemlich arme Zone häufig mit ganz eigenthümlichen Thierformen, welche bisher nicht bekannt waren. In 500 Faden (914 Meter) Tiefe lebt in allen Meeren wegen der nahezu gleichen physikalischen Verhältnisse so ziemlich die gleiche Thierwelt, deren Formen häufig zu den Thieren der früheren Erd-Perioden, der tertiären und secundären Zeit, mehr Verwandtschaft besitzen, als zu den in der Jetztzeit in geringeren Tiefen wohnenden. Die Thiere der tertiären und der jüngeren secundären Zeit, (Kreide-Formation) sind daher noch nicht vollständig ausgestorben, einzelne davon leben noch, sie haben sich aber auf den einsamen Meeresgrund zurückgezogen. Vorzugsweise die Meere der Südlichen Halbkugel weisen derartige Thierformen auf. Wegen der gleichen Temperatur kommen in der Tiefsee der Äquatorial-Gegend und im Seichtwasser der hohen Breitengrade ähnliche Thiere vor.

532. Außer den noch weiter unten näher zu besprechenden Wurzelfüßern gehören zu den Bewohnern der Tiefsee aus der Classe der Schwämme besonders Glasschwämme mit einem aus Kieselfasern bestehenden Skelet, ferner einige einzeln lebende Korallenthiere (vorzugsweise Mützenkorallen) und Stachelhäuter. Von den letzteren erregen die gestielten Seesterne oder Seelilien durch ihre Ähnlichkeit mit Thieren der secundären Erd-Periode ein besonderes Interesse. Jede Seelilie besteht aus dem Kelch, an dessen oberen Rand die meist nach der Fünfzahl angeordneten Arme mit zahlreichen Tentakeln sitzen, und aus einem gegliederten, bisweilen 60 Ctm. langen Stiel, mit welchem diese Thiere im Meeresgrund stecken. Eine solche Seelilie ist *Rhizocrinus Lofotensis* (Tafel IV, Fig. *t*, natürliche Größe), welche bereits an mehreren Punkten des Nordatlantischen Oceans gefunden worden ist und zu einer Familie gehört, die man seit Jahrtausenden für ausgestorben hielt. Von den Seesternen, Seeigeln und Holothurien findet man auch Formen, die an vergangene Geschlechter erinnern; von den ersteren erweckt der elfarmige Seestern (*Brisinga endecacnemos*), der von Sars im Handanger Fjord gefunden wurde, durch die Anzahl und die wurmförmige Organisation der Arme für Zoologen ein besonderes Interesse. Schlangensterne fand man in einer Tiefe von 2650 Faden (4847 Meter). Eine Sammlung von Tiefsee-Igeln, welche bis zu Tiefen von mehr als 3000 Faden (5487 Meter) vorkommen, gleicht mehr der Kreidezeit, als der Fauna seichter Stellen Europäischer Meere.

Von den Würmern zog man Röhrenwürmer, welche in selbst gefertigten Röhren stecken, oft aus Tiefen herauf, wo andere makroskopische Thiere nicht zu leben scheinen. Schnecken und Muschelthiere

gehen im allgemeinen nicht sehr tief, doch fand man einzelne in Tiefen von 2600 Faden (4755 Meter). Krustenthiere machen in antarktischen Breiten etwa 20% der Thiere aus, welche tiefer als 1000 Faden (1829 Meter) leben. Fische finden sich spärlich, manche kommen in Tiefen von 2800 Faden (5121 Meter) vor.

Organische Gebilde des Tiefsee-Schlamms.

533. In mehr oder weniger weiten Entfernungen von der Küste bei einer Tiefe von 250—2250 Faden (457—4115 Meter) findet man einen kreideähnlichen Schlamm, welcher der Hauptmasse nach aus kohlensaurem Kalk besteht und als Globigerinen-Schlamm bezeichnet wird. Das Mikroskop zeigt in demselben meistentheils Gehäuse von Foraminiferen (einer Ordnung der Wurzelfüßer)[1] und von diesem am zahlreichsten die Schalen von Globigerinen (Taf. IV, Fig 2, *Globigerina bulloides*, $^1/_2$ Mm. im Durchmesser mit kuglig vorspringenden Kammern), nach welchen der Schlamm benannt ist, ferner Textularien (Taf. IV, Fig. 3, mit zweizeilig angereihten Kammern), Orbulinen (Taf. IV, Fig. 4, *Orbulina universa*, $^1/_2$ Mm. im Durchmesser, einkammerig, regelmäßig sphärisch), Krystellarien (Taf. IV, Fig. 5, *Cristellaria calcar* var. cultrata, 3 Mm. im Durchmesser, scheibenförmig mit scharfem Kamme umsäumt), Triloculinen (Taf. IV, Fig. 6, *Triloculina gibba*, $^1/_2$ Mm. im Durchmesser, dreikammerig ohne feinen Poren), Rotalien (Taf. IV, Fig. 7, *Rotalia Soldanii*, $^1/_4$ Mm. im Durchmesser, schneckenförmig gewunden) und andere.

Neben diesen bemerkt man zahlreiche rundliche oder napfförmige Kalkkörner und Kalkscheiben, die Coccolithen oder Kernsteinchen (Taf. IV, Fig. 8), die Discolithen oder Scheibensteine (Taf. IV, Fig. 9, 1000fach vergrößert) und die Cyatholithen oder Napfsteine (Taf. IV, Fig. 10, von der Seite gesehen, Fig. 11, halb von der Fläche der kleinen Scheibe, 1000fach vergrößert), welche Häckel der Form nach mit Manchetten-Knöpfen vergleicht, sowie kugelige Aggre-

---

[1] Der Körper der meist mikroskopisch kleinen Wurzelfüßer oder Rhizopoden besteht aus Sarkode, d. i. aus einer schleimigen, körnigen, eiweißhältigen Substanz, welche in Zellwände nicht eingeschlossen ist. Die Bewegung geschieht durch Scheinfüßchen, das sind fadenförmige, sich mannigfach verästelnde Fortsätze der Sarkode, welche sich an allen Theilen der Körper-Oberfläche bilden, sich aber auch wieder zurückziehen und mit der Körpermasse zusammenfließen können. Meist scheidet die Sarkode ein kalkiges, ein- oder mehrkammeriges Gehäuse mit vielen feinen Öffnungen zum Durchtritt der Scheinfüßchen (Foraminiferen) oder ein strahlenförmig angelegtes Kieselskelet ab (Radiolarien).

gationen von Coccolithen, die **Coccosphären** oder **Kernkugeln** (Taf. IV Fig. 12, 650fach vergrößert). Über die eigentliche Natur dieser Gebilde ist man noch nicht klar.

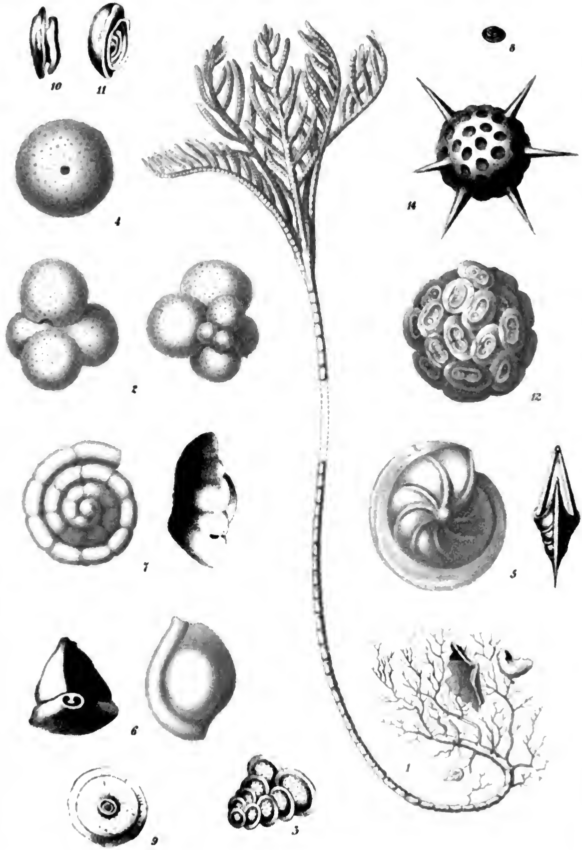
Bis vor wenigen Jahren hielt man diese kalkigen Concretionen für Ausscheidungen aus einem sarkodeähnlichen, feinkörnigen, zähen und graubraun gefärbten Urschleim, den man im Tiefsee-Schlamm zu finden glaubte, und welcher von Huxley **Bathybius** (bathys = tief und bios = das Leben) genannt wurde. Nach den Erfahrungen der Expedition des „Challenger" ist aber der sogenannte Bathybius ein Irrthum; denn er findet sich niemals in frischen Schlammproben, sondern nur in solchen, welche längere Zeit unter Weingeist aufbewahrt sind. Durch die Einwirkung von Weingeist auf Seewasser entsteht ein flockiger Niederschlag von schwefelsaurem Kalk, welcher zur Annahme eines organischen Urschleims Veranlassung gab.

Häckel fand im Jahre 1867 in der Nähe von Lanzerote (einer der Canarischen Inseln) nahe an der Oberfläche des Meeres eine Radiolarie (Taf. IV, Fig. 13, *Myxobrachia pluteus*, 5fach vergrößert), mit einem 13 Mm. langen gallertigen Körper und mehreren herabhängenden Armen, an deren knöpfchenförmigen Enden Kalk-Concretionen eingebettet waren, welche in der Form mit den Coccolithen und Coccosphären vollkommen übereinstimmten. Demnach könnten die letzteren von abgestorbenen Radiolarien stammen.

Außer diesen kalkigen Thierresten und den bereits oben angeführten am Meeresgrunde lebenden Schwämmen, Seelilien, Seesternen, Seeigeln u. s. w. finden sich im Tiefsee-Schlamm noch zierliche kieselige Gerüste von Strahlrhizopoden oder Radiolarien (wie z. B. von Haliomma mit gegitterter Kieselschale und radialen Stacheln, Taf. IV, Fig. 14) und in einzelnen Gebieten des Meeres kommen diese Kieselschalen in solcher Menge vor, dass man von einem Radiolarien-Schlamm sprechen kann. Dies ist der Fall im westlichen und mittleren Theil des Stillen Oceans in Tiefen von 2350—4575 Faden (4298—8368 Meter). Zwischen den Sandwichs- und Gesellschafts-Inseln wechseln Gebiete des Globigerinen-Schlammes mit solchen des Radiolarien-Schlammes ab, während letzterer im Südlichen Stillen Ocean und im Atlantischen Meere fast gar nicht vorkommt.

Meistens sind dem Tiefsee-Schlamm auch Kieselzellen von einzelligen Algen, den Diatomeen (Taf. V, Fig. 15) beigemengt und an manchen Stellen des Meeresgrundes besteht der Schlamm vorzugsweise aus diesen Zellen. Nach Sir William Hooke kommen im Südpolarmeere enorme Mengen von Diatomeen vor und die Expedition des „Challenger"

Taf. IV.



1 *Rhizocrinus Lofotensis*
2 *Globugerina bulloides*
3 *Textilaria*
4 *Orbulina universa*
5 *Cristellaria calcar var. cultrata*
6 *Triloculina gibba*
7 *Rotalia Soldani*
8 *Coccolith*
9 *Discolith*
10 u. 11 *Cyatholith*
13 *Coccosphaere*
14 *Haliomma*

fand Diatomeen-Schlamm zwischen den Mac-Donald-Inseln und der Eiskante (zwischen 53°—63° südlicher Breite) in Tiefen von 1260—1975 Faden (2304—3612 Meter).

Während man früher annahm, dass die genannten Organismen mit Ausnahme der Diatomeen am Meeresgrunde leben, hat sich in Folge der Forschungen der Challenger-Expedition die Überzeugung Bahn gebrochen, dass neben den Diatomeen die Radiolarien und die meisten, ja vielleicht auch alle Foraminiferen nahe an der Oberfläche oder doch in geringer Tiefe leben und erst nach ihrem Absterben langsam zu Boden sinken.

Nach den Angaben der Gelehrten der Challenger-Expedition geht der kreideartige Globigerinen-Schlamm in Tiefen von 2100—2300 Faden (3041—4207 Meter allmählig in einen grau oder grünlich gefärbten Schlamm über, der nur mehr corrodirte Globigerinen-Schalen enthält, und in noch größeren Tiefen (im Mittel bei 2700 Faden oder 4938 Meter) gelangt man zu einem roth gefärbten Thonschlamm, in dem kalkige Schalen und Concretionen fehlen. Da nach Buchanan schwache Säuren Globigerinen-Schalen nach und nach auflösen und nur eine kleine Menge einer mit dem rothen Thon der Tiefe vollkommen übereinstimmenden Substanz zurücklassen und da ferner der graue Schlamm meist nur corrodirte Gehäuse besitzt, so kann man annehmen, dass die Gehäuse der in den oberen Meeresschichten lebenden Thiere nach dem Absterben der letzteren in die Tiefe sinken und auf diesem Wege durch die Kohlensäure, welche mit der Tiefe wegen der abnehmenden Temperatur zunimmt, ihren Kalkgehalt um so mehr verlieren, in je tieferere Schichten sie gelangen. Bei großen Tiefen wird der Kalk der Schalen vollständig gelöst und es kommt nur mehr der in Kohlensäure unlösliche rothe Thon am Meeresgrunde an. Es ist aber auch möglich, dass der rothe Thon aus dem am Meeresgrunde sehr verbreiteten vulcanischen Material theilweise oder ganz hervorgegangen ist, dessen Reste im rothen Schlamm häufig nachweisbar sind.

Das Meerleuchten.[1]

(Hiezu die lithographirte Tafel V.)

534. In manchen dunklen Nächten glitzert das Meer in rasch aufeinanderfolgenden Blitzen von einem hellen rothen, gelben, grünen oder

[1] Physik des Meeres von Kayser. — Brehms Thierleben. — Gedenkgabe der Stadt Fiume zur 14. Versammlung ungarischer Ärzte und Naturforscher. — Oceanographie von Dr. Jilek.

blauen Lichtschein, der mit der Bewegung des Wassers an Intensität zunimmt. Am Strande bringen die umschlagenden Wellen eine Lichtgarbe nach der andern und bedecken den sandigen Boden oft wie mit flüssigem Feuer, während weiter in das Meer hinaus die Wellenkämme in den verschiedensten Farben leuchten. Bei einem fahrenden Schiff erglänzt der Vordertheil, wo sich beständig zahlreiche Wellen aufwerfen, in Myriaden von feurigen Funken bisweilen so hell, dass man ein Buch ohne Mühe lesen kann, und hinter dem Fahrzeug dehnt sich das flimmernde Kielwasser wie eine lange schwimmende Milchstraße. Die Schaufelräder eines Dampfschiffes wühlen leuchtende Wassermassen auf, welche in funkelnden Tropfen auf die Oberfläche des Wassers zurückfallen. Die Ruder eines bewegten Bootes streuen Funken in die Luft und schwimmende Thiere bezeichnen ihren Weg durch feurige Pünktchen und intensives Licht.

Alle diese Phänomene sieht man in geringen und in großen Breiten, am häufigsten und glänzendsten in den tropischen Meeren, und im Indischen Ocean sollen beinahe in allen Nächten einzelne Stellen leuchten.

Laue Winde, langandauernde Windstille, bevorstehender Sturm oder drohendes Regenwetter begünstigen diese Erscheinung. Ein Hauptfactor dieses Phänomen ist Bewegung der Wassertheilchen durch Wellen, durch ein fahrendes Schiff, durch Ruderschläge, durch schwimmende Thiere, durch Hineinwerfen eines Körpers u. s. w.

535. Die alten Griechen und Römer überlieferten uns in ihren Schriften vom Meerleuchten keine Kunde; sie mochten sich dasselbe als eine Wirkung von Castor und Pollux gedacht haben, denen sie auch die Elms-Feuer zugeschrieben haben. Das frommgläubige Mittelalter glaubte in diesen Lichterscheinungen das Wirken des hl. Erasmus oder St. Elmo zu erkennen.

Erst im 17. Jahrhundert begann man, sich mit einer wissenschaftlichen Beantwortung dieser Frage zu beschäftigen. Der englische Philosoph Robert Boyle glaubte, dass in Folge der Axendrehung der Erde zwischen der Oberfläche des Wassers und der Atmosphäre Reibung entstehe und dadurch Lichtstoff frei werde, eine Ansicht, welche bei der heute gangbaren Theorie über Licht ganz unhaltbar ist, abgesehen davon, dass die vermuthete Reibung gar nicht stattfindet. Es müsste dann jeder Wind nicht bloß auf dem Meere, sondern auch in den Binnenseen Leuchten der Oberfläche erzeugen. Später meinte der Physiker Meyer, dass das Meer während des Tages das einfallende Sonnenlicht absorbire, um es in der Nacht wieder auszustrahlen, und verglich das Meerwasser mit phosphorescirenden Substanzen (z. B. Dia-

manten), welche im Dunkeln leuchten, wenn sie einige Zeit der Einwirkung des directen Sonnenlichts ausgesetzt waren. Dieser Annahme widerspricht aber die Thatsache, dass das Meerleuchten auch nach trüben Tagen, ja auch unter Uferhöhlungen vorkommt, wohin kein Lichtstrahl dringt.

Als man den elektrischen Funken kennen gelernt und mittelst desselben mancherlei meteorologische Erscheinungen erklärt hatte, glaubte man das Meerleuchten auf die Elektricität zurückführen zu können, welche besonders durch Reibung der Salztheilchen des Meerwassers gegen den metallenen Schiffsbeschlag entstände. Doch beim Schütteln von Seewasser in einem Metallgefäß tritt nicht die geringste Lichterscheinung auf: es hatte daher auch diese Erklärung keinen langen Bestand.

Man gieng nun auf das Gebiet der Chemie über. Die Entdeckung des Phosphors und die Wahrnehmung, dass derselbe an der Luft unter Lichtentwicklung langsam verbrennt und dass manche faulende organische Substanzen dieselbe Erscheinung zeigen, gaben Veranlassung zur Ansicht, dass das Leuchten oder die Phosphorescenz des Meeres von der langsamen Oxydation der verwesenden organischen Körper des Seewassers abzuleiten wäre.

In der That enthält das Meer eine große Menge von thierischen und pflanzlichen Stoffen, welche sich zersetzen. Besonders Häfen, auf deren Grund allerlei Abfallstoffe kommen und seichte Buchten, deren Grund die verschiedenartigsten abgestorbenen Organismen enthält, liefern zur Phosphorescenz Material genug. In tropischen Meeren soll das Product dieser Fäulnis am Tage an der Wasseroberfläche als milchiger Saft oder als öliger Schleim schwimmen, der in der Nacht leuchtet. [1]

Dass faulende Thiere phosphoresciren können, glaubt Dr. Lorenz durch folgende Thatsache bestätigt zu haben. Er nahm einstens nach dem Verlaufen der Flut einen größeren zwischen den Steinen am Strande von Fiume zurückgebliebenen Leuchtkörper auf und erkannte ihn als ein faulendes Krustenthier. Als er dann dasselbe im dunklen Zimmer in eine schwarze Schüssel mit Süßwasser brachte und umrührte, zerfiel das Thierchen in mehrere Stücke, welche alle leuchteten, und bei weiterem Umrühren entstanden zahlreiche phosphorescirende Fragmente, deren

---

[1] Das Mikroskop löst aber meistens den milchigen Saft in Myriaden kleiner Thierchen auf, die an der Oberfläche des Meeres schwimmen und in der Nacht leuchten.

Lichtsphären endlich zusammenflossen und ganz die Erscheinung des Meerleuchtens gaben.

Es hat diese Erklärungsweise viel Verlockendes, so dass die Zersetzung von organischen Substanzen auch jetzt noch von Manchen als der Hauptgrund der Phosphorescenz des Meeres angesehen wird. Doch wenn auch faulende Substanzen das Meerleuchten begünstigen können, so sind sie doch kaum die unmittelbare Ursache dieser Erscheinung. Nach den neueren Untersuchungen ist es sehr fraglich, dass faulende Körper an und für sich phosphoresciren können. Denn erstens leuchten viele faulende Substanzen im Dunkeln nicht, und zweitens hat man bei der genauen Untersuchung leuchtender verwesender Körper die Anwesenheit von lebenden Wesen der niedersten Organisation (Urthiere und Pilze) gefunden, welche die unmittelbare Ursache der Lichtentwicklung bilden. Demnach können die faulenden Substanzen nur mittelbar zum Meerleuchten beitragen, indem sich auf denselben die phosphorescirenden Organismen ansiedeln.

536. Alle Erfahrungen der Neuzeit weisen darauf hin, dass nur lebende Wesen das Meerleuchten veranlassen. Sowie die Johanniswürmer oder Leuchtkäfer am hinteren Ende der Bauchseite und in Westindien die Feuerfliegen von der oberen Seite des Halsschildes in der Nacht einen phosphorescirenden Lichtschein aussenden, der unter der Herrschaft des Nerven-Systems steht und durch die Bewegung der Thiere erhöht wird, ebenso phosphoresciren manche Seethiere entweder mit ihrer ganzen Oberfläche oder nur an einzelnen Stellen des Körpers und können willkürlich das Leuchten vermehren oder vermindern.

Bereits Plinius spricht von einem Fische, der in ruhigen Nächten auf hoher See leuchtet, und nannte ihn die Laterne des Meeres. Bennet beschreibt einen leuchtenden Haifisch. Derselbe soll ein schlechter Schwimmer sein und durch den von ihm ausgehenden Lichtschein die Fische an sich locken, ähnlich wie es beim Fischfang mittelst Fackeln geschieht.

In der Mitte des vorigen Jahrhundertes entdeckten Vianelli und Grisellini im Adriatischen Meere einen kleinen Wurm, *Nereis noctiluca marina*, der die Fähigkeit besitzt, im Dunkeln zu leuchten. Von dieser Zeit an fand man immer mehr phosphorescirende Thiere und gelangte endlich zur Überzeugung, dass dieselben, wenn sie massenhaft vorkommen, das Meerleuchten veranlassen. Heutzutage kennt man beinahe aus einer jeden Classe der die See bewohnenden thierischen Wesen zahlreiche Arten, welche dieses Phänomen hervorbringen.

Die Leuchtfische oder Scopolinen besitzen am Unterrande zuweilen auch vorne an der Schnauze und hinten am Schwanz phosphorescirende Flecken, und die schuppenlosen Sternoptychiden leuchten mit einer Reihe phosphorescirender Punkte am Unterrande des Körpers.

Manche Krustenthiere geben im Finstern herrlich gefärbte Lichter von sich, von denen sie ganz durchglüht erscheinen. Hieher gehört die Sapphirine (*Sapphirina fulgens*, Taf. V, *a* 12fach vergrößert), ein ungefähr 5 Mm. langes Thierchen mil 9 Körperringen, welches mit blassgrünem Lichte funkelt. Doch leuchten nach Gegenbauer bloß die Männchen. Meyer fand bei den Azoren eine unendliche Schar von diesen Thieren, welche das Leuchten einer großen Seestrecke veranlassten.

Leuchtende Meerwürmer halten sich an seichten Meeresstellen zwischen Steinen und Seepflanzen auf. Sobald sich der Wurm in Bewegung setzt, sieht man unter einem Vergrößerungsglase zu beiden Seiten des Körpers an den Stellen, wo sich die Fußstummel ansetzen, funkelnde Punkte, die sich bald zu zwei leuchtenden Linien vereinigen und endlich in ein continuirliches Glühen des Rückens übergehen.

Von den Schalthieren secerniren die Steinbohrer *(Pholas dactylus)*, welche in selbst erzeugten Höhlen des Gesteins leben, einen leuchtenden Schleim ab. Vermöge ihres Aufenthalts können sie sich wohl nicht am Meerleuchten betheiligen, doch legen sie Zeugnis ab vom häufigen Vorkommen der Phosphorescenz bei Seethieren.

Dagegen nehmen manche Mantelthiere am Meerleuchten einen wesentlichen Antheil. Besonders die Feuerleiber oder Feuerwalzen (Taf. V, *b*) spielen hier eine hervorragende Rolle. Es sind dies Thierstöcke oder Thier-Colonien, welche zu einer 5—30 Ctm. langen, höckerigen, cylindrischen, hohlen an einem Ende geschlossenen gallertartigen Masse vereinigt sind. Die Athemöffnungen der einzelnen Thiere münden nach außen und die Kloaken in die gemeinsame Höhlung des Cylinders. Unter der äußern Mündung eines jeden Individuums liegt ein braunes, undurchsichtiges, conisches, weiches Gebilde, in welchem das Mikroskop 30—40 rothe Pünktchen unterscheiden lässt. Von diesen braunen Körperchen geht das Leuchten aus.

Berührt man einen solchen Thierstock, so blitzen von der Berührungsstelle aus einzelne Funken hervor, dehnen sich bald über den ganzen Cylinder aus, fließen dann in eine bläulich grüne Lichtmasse zusammen, bis endlich der ganze Zapfen wie ein weißglühender Eisenstab erscheint. Das von ihm ausgehende Licht ist intensiv genug, dass man bei dem Scheine von einigen dieser Wesen, die man in einem Gefäße mit Wasser auffängt, ganz bequem lesen kann. Thiere, schon dem Tode nahe, welche

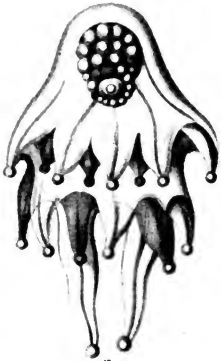
im Meerwasser auf keinen Reiz mehr leuchten, flammen wieder auf, sobald man sie in süßes Wasser bringt. Mit dem Tode derselben erlischt die Fähigkeit zu leuchten. In tropischen Meeren erscheinen diese Thiere oft in großen Scharen und erhellen in dunklen Nächten das Meer bisweilen auf weite Strecken und in die Tiefe von mehreren Metern.

Von den Stachelhäutern schimmern manche Schlangensterne, wenn sie sich bewegen, mit ihren Armen im gelbgrünen Licht, während ihre Körperscheibe dunkel bleibt.

Aus dem Typus der Cölenteraten oder darmlosen Thiere weisen sämmtliche Classen phosphorescirende Thiere auf. In tropischen Meeren steigen oft größere Lichtmassen wie zahllose Leuchtkugeln auf, welche besonders stark aufflammen, wenn sie in den Wellenschlag eines Schiffes kommen. Es sind dies leuchtende Schirmquallen oder Medusen (*Pelagia noctiluca* und auch andere), deren gallertartiger Körper eine schirmförmige Gestalt besitzt. Von den Rippenquallen leuchten Beroë und Cydippe, von den Quallenpolypen die festsitzenden Oceaniden und die Röhrenqualle Hippopodius. Letztere ist ein schwimmender Thierstock, an dessen gemeinschaftlichem Stamm mehrere zweizeilig angeordnete Schwimmglocken und mehrere Geschlechtsthiere hängen, und phosphorescirt mit gelblich weißem Licht. Darwin traf bei den Falklands-Inseln sehr schön grün leuchtende Glockenpolypen. Ehrenberg fand im Rothen Meere leuchtende Korallenthiere und Mayen im Hafen von Valparaiso phosphorescirende Seerosen.

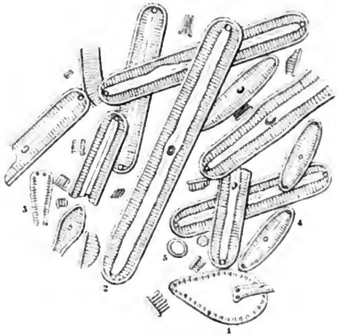
Alle die bisher angeführten Thiere treten mit wenigen Ausnahmen selten in solchen Massen auf, um ein weit verbreitetes Meerleuchten zu veranlassen. In den meisten Fällen des Seeleuchtens kann man mit freiem Auge im schimmernden Wasser kein Thier erkennen; unter dem Mikroskop aber belebt sich der funkelnde Wassertropfen mit unzähligen mikroskopisch kleinen glitzernden Thierchen. Ehrenberg, der berühmte Erforscher der Infusorien, und nach ihm auch andere haben zahlreiche Arten von Infusorien oder Aufgussthierchen als Ursache des Meerleuchtens nachgewiesen.

Von den vielen phosphorescirenden Thieren des Meeres hat sich besonders ein Wesen durch sein häufiges Vorkommen und durch sein zahlreiches Auftreten den speciellen Namen Leuchtthierchen (*Noctiluca*, Taf. V. *c*) errungen. Dieses zu den Protozoen gehörige Thierchen misst ungefähr $^1/_5$ Mm. im Durchmesser und kann mit freiem Auge als ein weißes Pünktchen erkannt werden. Unter dem Mikroskope erscheint es als eine gallertartige kugelige an einer Seite etwas eingedrückte Masse, welche von einem feinen Geäder, nicht unähnlich



13

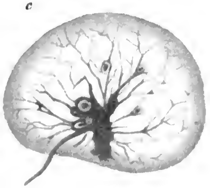
13 *Myxobrachia pluteus*

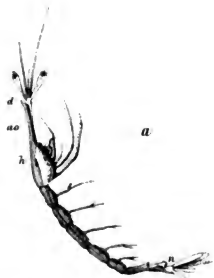


15

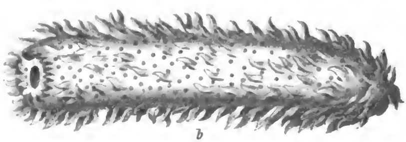
15 *Diatomeen*

c





a



b

a *Leuchtkrebs* Leucifer

b *Große Feuerscheide* Pyrosoma giganteum

c *Leuchtthierchen* Noctiluca miliaris

den Verästlungen der Blattnerven, durchzogen ist. Von der Einbuchtung des Körpers ragt ein bewegliches geißelförmiges Organ hervor, womit das Wesen rudert. Es gibt in den Meeren der tropischen und der gemäßigten Zone mehrere Arten von *Noctilucen*. Sie erscheinen meist in ungeheuren Scharen und erzeugen oft auf weite Strecken eine bei Tage milchig aussehende röthliche Oberflächenschicht (siehe oben), welche in der Nacht phosphorescirt.

Das Leuchten dieser Thierchen hängt wie bei allen phosphorescirenden Seethieren von einem äußeren Reiz ab und nimmt mit der Stärke desselben zu. Bewegung der Thiere vermehrt die Intensität des Lichts. Bringt man leuchtendes, in einer Flache gesammeltes Seewasser in einen dunklen Raum, so nimmt die Phosphorescenz in der Ruhe ab und verschwindet endlich ganz; schüttelt man aber, so erscheint der Flascheninhalt als eine feurige Masse, deren Leuchtkraft in der Ruhe wieder abnimmt. Bisweilen lässt sich solches Wasser Tage lang aufbewahren, ohne die Eigenschaft, beim Schütteln zu leuchten, zu verlieren, in andern Fällen hört aber diese Fähigkeit bald auf, indem die gelatinösen Thiere zu Grunde gehen. Auch scharfe Flüssigkeiten, wie Alkohol, Säuren, u. s. w. rufen Leuchten hervor, so lange die Thiere durch diese Substanzen nicht getödtet werden.

Filtrirt man leuchtendes Seewasser im Dunkeln durch ein doppeltes Leinengewebe, so bleiben leuchtende Punkte auf dem Filter zurück, das filtrirte Wasser dagegen leuchtet nicht mehr, man mag schütteln, wie man will. Beobachtet man im Dunkeln unter dem Mikroskop ein Leuchtthierchen, so sieht man bei einer 150fachen Vergrößerung zahlreiche Funken an abwechselnden Stellen des Körpers hervorblitzen.

So groß die Anzahl der phosphorescirenden Seethiere auch ist, so können doch nur diejenigen das Meerleuchten veranlassen, welche in großen Mengen auftreten, wie die Sapphirinen, Feuerleiber, Quallen, Infusorien und Leuchtthierchen.

Meyen will auch an manchen Seepflanzen, namentlich an Oscillarien oder Schwingfäden, einer Algengattung, Spuren von Leuchtfähigkeit entdeckt haben. Doch bedarf dies noch weiterer Bestätigung; zum Meerleuchten tragen sie kaum bei.

537. Über die Ursache der Phosphorescenz der Thiere hat Dr. Radziszewski, Professor in Lemberg, interessante Studien angestellt.[1] Er fand eine große Anzahl von Stoffen, welche wie der Phosphor sich bei

[1] Annalen der Chemie, 1881.

niedriger Temperatur langsam oxydiren und im Dunkeln leuchten, wenn man dieselben mit atmosphärischer Luft und freien Alkalien in Berührung bringt. Dahin gehören die meisten ätherischen und fetten Öle, Wachs, Walrath, Cholesterin, Gallensäuren und viele andere im Pflanzen- und Thierkörper auftretende Stoffe. Löst man etwas Leberthran in Benzol oder Choroform auf und fügt ein Stückchen Ätzkali hinzu, so leuchtet die Mischung bei gewönlicher Temperatur in einem dunklen Raum, so oft man mit Luft schüttelt, stärker jedoch, wenn man gelinde erwärmt.

Ein ähnlicher Vorgang ist der Lichtentwicklungs-Process der Leuchtthiere. Dass hiebei die Basen eine große Rolle spielen, zeigt die Beobachtung, indem die Leuchtorgane bei Berührung mit alkalischen Flüssigkeiten am intensivsten leuchten. Freies Alkali kann wohl im thierischen Organismus nicht entstehen, muss daher bei der Phosphorescenz der Thiere ausgeschlossen werden, dafür wird aber in der Leber, im Gehirn, in den Nerven und im Eidotter eine organische Base, nämlich das Cholin, gebildet, welches nach den Versuchen von Dr. Radziszewski mit den oben genannten Substanzen und Luft gemengt ebenso Leuchten erzeugt, wie freies Alkali. Dabei werden nur ganz kleine Mengen von Sauerstoff verbraucht. Es ist demnach die Fähigkeit vieler Thiere im Dunkeln zu leuchten auf eine langsame Oxydation einzelner Thierstoffe namentlich der Fette bei Vorhandensein von Cholin zurückzuführen.

Die Vegetation des Meeres.[1]

538. Während auf dem Festlande die Vegetation an Masse die Thierwelt bedeutend übertrifft, bleibt im Meere die Pflanzenwelt sowohl an Menge als auch an räumlicher Ausdehnung gegen letztere weit zurück, besonders wenn man von den sogenannten Sargasso-Meeren absieht, die übrigens trotz ihrer ungeheuren Ausdehnung im Vergleich zur weiten Fläche des Weltmeeres doch nur verschwindend klein erscheinen.

Thiere leben in allen Schichten des Meeres, Pflanzen dagegen werden schon bei 100 Meter Tiefe sehr sparsam, und verschwinden bei 400 Meter ganz. Daher gedeihen sie besonders an den Küsten der Inseln und Continente oder bedecken den Boden einzelner flacher Becken und Untiefen, während der weitaus größte Theil des Meeresbodens des

[1] Das Pflanzenleben des Meeres von L. Kny (Heft 223 und 224 der Vorträge von Virchow und Fr. v. Holtzendorff). — Das Pflanzenleben der Erde von Dr. Kabsch.

Pflanzenwuchses entbehrt. Nur in den Sargasso-Meeren schwimmen größere Pflanzenmassen auf der hohen See, welche von ihren ursprünglichen Standorten an der Küste abgelöst und von den Meeresströmungen an günstigen Stellen zusammengetrieben worden sind. Dass das Pflanzenleben in größeren Tiefen vollkommen erlischt, liegt darin, dass die Chlorophyll enthaltenden Pflanzen bloß unter dem Einflusse des Sonnenlichtes gedeihen können. Das Chlorophyll ist der grüne Farbstoff, den die Pflanzenzellen als kleine Körner enthalten, und bildet unter Mitwirkung des Lichts den eigentlichen Träger der beim Wachsthum der Pflanzen stattfindenden chemischen Processe. Mit Ausnahme weniger Schmarotzer-Pilze besitzen alle Seepflanzen Chlorophyll, auch dann, wenn sie braun (Ledertange) oder roth (Blütentange) gefärbt erscheinen. In den letzteren Fällen wird das Chlorophyll durch andere Farbstoffe verdeckt und lässt sich mit Weingeist ausziehen, während die braunen und rothen Farben meist durch süßes Wasser enfernt werden können. Wenn nun die Meerpflanzen vermöge ihrer Organisation zu ihrem Gedeihen das Licht absolut erfordern, die Sonnenstrahlen aber mit der zunehmenden Tiefe absorbirt werden, so wird es erklärlich, dass in größeren Tiefen des Meeres keine Pflanzen mehr gefunden werden.

Ganz bescheiden ist die Flora der See gegenüber der zahllosen Menge von Thierformen, welche das Meer beherbergt. Zwar zählt man bereits Tausende von Pflanzenarten im Meere, und viele sind noch unbekannt; aber mit wenigen Ausnahmen gehören sie zu der Classe der Algen oder Tange, welche noch auf einer niederen Stufe der pflanzlichen Entwicklung stehen, keine Blüten treiben und den Gegensatz von Stamm und Blatt entweder gar nicht oder nur undeutlich hervortreten lassen. Trotz ihrer wenig vorgeschrittenen Organisation besitzen sie eine große Mannigfaltigkeit in der äußeren Form: ihre Größe schwankt von 0·0001 Mm. bis über 300 Meter.

Viele bestehen nur aus einer einzigen verschiedenartig geformten Zelle, bei andern sind die Zellen perlschnurartig zu Algenfäden aneinander gereiht, oder verbinden sich zu blattartigen Tangen, die nur eine Zelle dick sind, oder es häufen sich die Zellen in allen drei Richtungen des Raums an und bilden oft riesige Pflanzen, welche bisweilen weit verzweigten Bäumen nicht unähnlich sind.

Die Färbung der Algen ist grasgrün, blaugrün, olivengrün, braun, violett oder rosenroth, je nachdem das Chlorophyll allein vorhanden ist oder durch andere Farbstoffe verdeckt wird. Wie bei den Thieren hängt auch die Farbe der Seepflanzen viel von der Tiefe des Meeres ab, in der sie gedeihen. Grüne Pflanzen wachsen meist nur bis zu einer Tiefe von

9 Meter, in Tiefen von 9—28 Meter herrschen die braunen Tange vor und von 28 Meter abwärts, soweit Vegetation möglich ist, die violett- bis rothgefärbten Algen.

Manche mikroskopisch kleine Algen färben bei massenhaftem Vorkommen das Meer verschiedenartig. So sind in den Polarmeeren weite Strecken durch Diatomaceen grün gefärbt; im Rothen Meere sollen oft große Flächen von einer mikroskopischen Alge *(Trichodesmium erythraeum)*, die auch an den Küsten Griechenlands vorkommt, roth gefärbt erscheinen; *Trichodesmium Hindsii* färbt das Meer an manchen Stellen von Südamerika roth, eine andere Alge das Gelbe Meer am Ausfluss des Hoang-ho gelb und wieder eine andere das Meer um Australien braunroth oder grau.

539. Unter den einzelligen Algen besitzen die mikroskopisch kleinen Diatomaceen, die sich ungemein rasch vermehren, in ihrer Zellhaut einen meist mit den zierlichsten Zeichnungen versehenen Kieselpanzer und haben deshalb geologische Wichtigkeit. Nach dem Tode dieser Pflanzen fällt die organische Substanz der Fäulnis anheim, die Kieselpanzer dagegen bleiben erhalten, sinken auf den Meeresgrund und bilden daselbst oft ziemlich bedeutende Ablagerungen. Sie vegetiren in den Polarmeeren streckenweise gesellig in ungeheuren Mengen, nehmen in der gemäßigten Zone ab und werden in den tropischen Meeren sehr sparsam. Nach Sir William Hooker leben im Süd-Polarmeere enorme Scharen von Diatomaceen, welche gegen den Südpol zu an Formenreichthum zunehmen und vielen Thieren daselbst zur einzigen Nahrung dienen. Daher bilden ihre Kieselschalen in den antarktischen Gewässern einen Hauptbestandtheil des Tiefsee-Schlammes, ja an den Küsten der Länder im Antarktischen Ocean, woselbst sonst keine Algen mehr vorkommen, setzen sie mächtige Bänke zusammen. Kieselguhr oder Infusorienerde, welche man zur Darstellung von Dynamit verwendet, und die gelbe magere Erde von Tripolis, der sogenannte Tripel, bestehen größtentheils aus Panzern von Diatomaceen, welche in früheren Erd-Perioden gelebt haben.

540. Von den vielzelligen Algen leben die Fucoideen oder Ledertange bloß in der See. Die dunkelolivenbraun gefärbten Pflanzen sind von lederartiger Consistenz, haben bald die Form eines gestielten getheilten oder ungetheilten Blattes, bald verzweigen sie sich gabelförmig in cylindrische oder blattartige Äste, die sämmtlich in einer Ebene liegen oder doch ungezwungen dahin gebracht werden können. Sie sitzen auf Felsen in der Nähe der Küsten oder entfernt davon auf seichtem Meeresgrunde meist bis zu einer Tiefe von 28 Meter

mit einer verzweigten Haftscheibe fest oder schwimmen mittelst eigenthümlicher bisweilen gestielter, mit Luft gefüllter Blasen auf der Oberfläche des Meeres. Ihre Größe ist sehr verschieden; die Riesen des Pflanzenreichs gehören in diese Ordnung. Die Alge *Macrocystis,* welche in den südlichen Meeren (bis zum südlichen Polarkeis) wächst, erreicht eine Länge von 150 —300 Meter.

Die größte Masse von festsitzenden Ledertangen findet man im Antarktischen Meere. Vom Niveau der Ebbe bis zu einer Tiefe von 28 Meter (bisweilen auch noch tiefer) bedecken diese Pflanzen daselbst jede Küste und jeden Felsen, welcher der Meeres-Oberfläche nahe liegt, und bilden dadurch den Schiffern Warnungssignale. Sie setzen submarine Wälder zusammen, welche an den Küsten von Südamerika bis zum 43° S-Breite hieaufreichen und deren Pflanzenreichthum nur mit den Landwäldern der heißen Zone verglichen werden kann.

Auf der hohen See häufen sich Tange in größeren Mengen in den schwimmenden Algeninseln an. Bei der Bildung derselben werden Pflanzen durch Wind und Wellen von ihren Standorten an den Ufern und Untiefen des Meeres losgerissen, von Strömungen fortgeführt und an geeigneten Stellen der See zusammengetrieben. Die bekannteste dieser Algeninseln ist das Sargasso-Meer im Atlantischen Ocean, welches bereits von den Phöniziern entdeckt, aber erst durch Columbus, der sich auf seiner Entdeckungsreise 14 Tage lang durch diese ungeheure Meerwiese durcharbeiten musste, berühmt geworden ist. Neben andern Algen besteht diese Tangwiese hauptsächlich aus Beerentang *(Sargassum)* mit einem stilrunden, rabenfederdicken, sehr ästigen Stengel, mit lineallanzettlichen gesägten Blättern und in den Achseln der Zweige mit gestielten Blasen, welche in ihrer Höhlung Luft führen und dadurch der Pflanze als Schwimm-Apparat dienen.

Nach Humboldt wären im Atlantischen Ocean eigentlich zwei Algenbänke vorhanden: eine größere langgedehnte östliche (zwischen 19 und 34° N-Breite in einem Meridian etwa 7° westlich von der Azoren-Insel Corvo), und eine kleinere rundliche westliche zwischen den Bermuda- und Bahama-Inseln (zwischen 25 und 31° N-Breite und 68 und 70° W-Länge von Paris), welche durch eine Querbank mit einander verbunden sind und die beide zusammen eine Oberfläche einnehmen, welche 6—7mal den Flächeninhalt Deutschlands übertrifft.

Nach den Untersuchungen des Botanikers Dr. Kuntze[1] darf man von einem constanten und bestimmten Areal des Sargasso-Meeres nicht

[1] Ausland, 1881, p. 556.

reden; denn wenn auch in den Atlantischen Windstillen Pflanzen-Fragmente häufiger vorkommen als in andern Theilen des Oceans, so fehlen sie dort an manchen Stellen vollständig, oder sie schwimmen bloß sparsam und nur selten gehäuft, auch sind sie nur vorübergehend stellenweise, hauptsächlich nach einem großen Sturme vorhanden. Besonders wenn ein anhaltender Wind die vereinzelten Reste des Sargasso-Meeres in einer Richtung zusammentreibt, so können die Algen-Fragmente durch conträre Winde, Meeres-Strömungen und Inseln zu größeren Massen zusammengehäuft werden, z. B. an den Bermuda-Inseln im Frühjahre nach den Äquatorial-Stürmen. Nach demselben Botaniker sind die Pflanzen des Sargasso-Meeres meist nur $1/3$ Meter lange, vom Strande abgerissene, absterbende und allmählig untersinkende Fragmente von Algen, von denen man glaubt, dass sie sich länger als drei Monate schwimmend erhalten können. Nach Kapitän Haltermann, Assistenten bei der deutschen Sternwarte, treiben in diesen Algeninseln die Pflanzen-Fragmente fast immer in langen Streifen, die bald mehr oder weniger von einander entfernt sind, bald wieder zusammenfließen und sich immer in der Richtung des herrschenden Windes erstrecken.

Hie und da hat man im Sargasso-Meer $1/2$—1 Meter lange schwimmende Bimssteine gefunden, welche nach Bates aus den Vulcanen der Anden stammen und durch den Amazonenstrom in die See getragen worden sind.

Schwimmende Algeninseln bestehen ferner in den südlichen Theilen des Atlantischen und Indischen Meeres in einem langen, bald breiteren bald schmäleren Streifen, der im nördlichen Theile der Antarktischen Drift ungefähr zwischen dem 40 und 50° S-Breite liegt und welcher bei den Falklands-Inseln beginnt, südlich von Afrika vorbeizieht und südwestlich von Australien endet. Im Stillen Ocean liegt nördlich von den Sandwich-Inseln eine weit ausgedehnte Fucus-Bank, eine etwas kleinere südöstlich von Neu-Seeland. Kleine, schwimmende Algeninseln kommen übrigens nicht gerade selten vor: so treiben sie häufig in der Nähe der Falklands-Inseln und des Cap Hoorn bis zur La-Plata-Mündung. Auch in der Bai von Guinea und selbst an andern Orten, wie z. B. bei Helgoland zeigen sich zeitweilig kleinere schwimmende Pflanzeninseln.

541. Die schönsten und zierlichsten Gewächse sind unter den Algen die Florideen oder Blütentange, so genannt von der lebhaften Färbung, welche die meisten von ihnen auszeichnet und die zwischen einem schmutzigen Violett und dem glänzendsten Purpurroth in allen möglichen Nüancen wechselt. Die meist ziemlich großen knorpeligen äußerst mannigfaltig gestalteten Pflanzen leben festgewachsen an Steinen, Felsen,

Schalen von Weichthieren oder größeren Tangen mit wenigen Ausnahmen in der See und zwar vorzugsweise in wärmeren Meeren, doch kommen sie in der Regel auf tieferem Meeresgrund als die Ledertange vor. Von den hieher gehörigen Gewächsen lagern die Korallineen oder Korallenalgen in ihren Zellen große Mengen von kohlensaurem Kalk ab und werden dadurch steinartig und zerbrechlich. Diese Pflanzen sind im Leben röthlich, abgestorben kalkartig weiß, sehen korallenartig aus und wurden früher wegen dieser Ähnlichkeit zu den Korallenthieren gezählt. Sie überziehen moos- oder flechtenartig Felsen und Korallenstöcke und betheiligen sich an der Bildung der Korallen-Riffe.

Die alten Römer hielten die Algen des Meeres für ganz wertlos, heutzutage finden sie mancherlei Verwendung. Viele dienen als Viehfutter, bisweilen auch als Nahrung für die ärmere Küstenbevölkerung. Sonst werden die Tange, die an den Küsten bisweilen in großen Mengen von den Wellen ausgeworfen werden, als Dünger verwendet, oder man verbrennt sie und gewinnt aus der Asche Soda und Jod.

542. Neben den Algen nehmen sich die Phanerogamen oder Blütenpflanzen, welche dem Festlande hauptsächlich den landschaftlichen Charakter verleihen, im Meere wie Fremdlinge aus. Bis jetzt sind bloß 26 Arten davon bekannt und alle gehören zu zwei nahe verwandten Familien der Monocotyledonen, nämlich zu den Najadeen und Hydrocharideen, von denen übrigens im süßen Wasser mehr Arten vorkommen als im Meere. Sie besitzen grasartige Blätter, welche aus einem schlanken, kriechenden Stämmchen nach aufwärts wachsen, und werden deshalb gewöhnlich Seegräser genannt. Sie leben gesellig mit Vorliebe auf einem sandigen oder schlammigen Grund bis zur Tiefe von 9 Meter, finden sich in allen Zonen mit Ausnahme des Arktischen und Antarktischen Meeres und bedecken rasenartig oft weite Strecken des Meeresgrundes, besonders in brackischen Gewässern, Flussmündungen, Lagunen u. s. w., wo der schlammige Boden ihr Wachsthum besonders begünstigt. Werden diese Pflanzen an seichten Stellen zur Zeit der Ebbe vom Wasser entblößt, so ertragen sie ohne Nachtheil selbst die Strahlen der tropischen Sonne. Am bekanntesten davon sind die in der Nord- und Ost-See einheimische *Zostera marina* und die im Mittelmeer vorkommende *Zostera oceanica*, deren Blätter das sogenannte Matratzen-Gras liefern, außerdem aber auch als Dünger verwendet werden.

Von den übrigen Phanerogamen sollen an dieser Stelle noch, wenn auch nicht zur eigentlichen Meeres-Flora gehörig, die Rhizophoren (auch Wurzel-, Mangle-, Mangrove-, Stelzen- oder Auster-Bäume genannt) eine kurze Erwähnung finden, weil sie nur in Salzwasser-Sümpfen

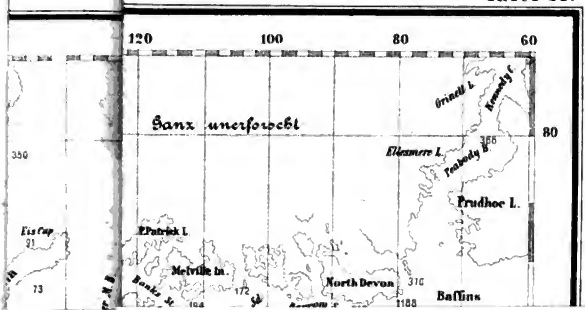
wachsen und für die Ufer des tropischen Meeres ebenso charakteristisch sind wie die Palmen für den tropischen Urwald. Die Stämme dieser 3—8 Meter hohen Bäume erreichen nie den Boden, sondern senken vom untern Ende strahlenförmig bisweilen 16 Meter lange Luftwurzeln in den schlammigen Boden, auf dem sich nach Rücktritt der Meeresflut ein mannigfaches Thierleben zu entwickeln beginnt. Ebenso gehen von den Ästen mit Rinde bekleidete Absenker herab. Die vielfachen Verzweigungen der Luftwurzeln halten Schlamm und allerlei durch Wind und Wellen herangetriebene Pflanzen- und Thierreste zusammen und bilden so nach und nach aus dem Meere Land. Mit einigen andern aber mehr strauchartigen Gewächsen bilden die Mangrove-Bäume in der heißen Zone an flachen, sumpfigen Küsten besonders da, wo sie an Flussmündungen oder innerhalb von Korallen-Riffen Schutz vor der Brandung finden, fast undurchdringliche oft mehrere Meilen breite Wälder. Trotz der darin hausenden Mosquitos und Raubthiere werden diese Waldungen wegen der vielen Wasservögel und Krebse, sowie wegen der Austern, welche sich an die vom Meer bespülten Luftwurzeln setzen, von den Eingebornen häufig besucht.

Berichtigungen.

Seite 41, Zeile 4 von unten lies: [5] Dass es etc. anstatt: Dass es etc.
„ 117, „ 5 „ „ „ ein „ einem.
„ 123, „ 5 „ „ „ den „ dem.
„ 127, „ 2 „ „ „ sind „ ist.
„ 128, „ 7 „ „ „ 0·16 „ 0·26.
„ 128, „ 8 „ „ „ 0·14 „ 0·24
„ 157, „ 9 „ unten „ den Boden „ am Boden.
„ 167, „ 14 „ oben „ Westküste „ Ostküste.
„ 188, „ 13 „ „ „ 3900 „ 5000.
„ 188, „ 14 „ „ „ 6270 „ 6720.
„ 199, „ 14 „ „ „ auszufüllen[3] „ auszufüllen[2].
„ 199, „ 11 „ unten „ 3084 „ 3252.
„ 204, „ 16 „ „ „ 2120 „ 2190.
„ 208, „ 12 „ „ „ 5697 „ 5677.
„ 209, „ 8 „ „ „ 1463 „ 1483.
„ 214, „ 12 „ „ „ Sorata „ Saorta.
„ 224, „ 10 „ „ „ durch alle über dem Meeresspiegel liegenden Landmassen anstatt: hiedurch.
„ 224, „ 12 „ „ „ 0·26 „ 2·6.
„ 246, „ 13 „ oben „ 78·1% „ 78·6%.
„ 252, „ 6 „ „ „ 34·1 „ 36·1.
„ 266, „ 6 „ unten „ genügend dicke „ genügende.
„ 273, „ 10 „ „ „ jene des Wassers anstatt: an der Oberfläche.
„ 292, „ 16 „ „ „ Februar und März „ März.
„ 300, „ 10 „ oben „ Fig. 53 ist in „ Fig. 53 in.
„ 307 in der Tabelle, 3. Colonne, 4. Zeile lies: 22·7 anstatt 12·7.
„ 313, Zeile 5 von unten lies: dessen Kamm nirgends anstatt: der nirgends.
„ 321, „ 15 „ oben „ abgeschlossen anstatt: abgeschossen.
„ 342, „ 7 „ unten „ etwa 440 „ 380—440.
„ 349, „ 3 „ „ „ mitteln „ zugemitteln.
„ 352, „ 3 „ oben „ 20 „ 30.
„ 402, „ 3 „ „ „ Die größte Intensität anstatt: Die Intensität.
„ 409, „ 9 „ unten „ Meile „ Meilen.
„ 415 in der Tabelle, letzte Colonne lies: Stunde anstatt: Secunde.
„ 417, Zeile 15 von oben lies: der anstatt: des.
„ 429, „ 11 „ „ „ [5] „ [4].
„ 441, „ 14 „ unten „ vierten „ dritten.
„ 442, „ 14 „ „ „ 9 : 4 „ 4 : 9.
„ 445, „ 4 „ „ „ Monatstage „ Mondstage.
„ 472, „ 2 „ oben „ sei „ ist.
„ 482, „ 24 „ „ „ N. Br. eine „ N. Br. und eine.
„ 516, „ 4 „ unten „ Tschunk-Ceylon „ Tschunke-Cylon.
„ 525, „ 18 „ oben „ Nördlichen „ Nördliche.
„ 578, „ 18 „ „ „ Comorischen „ Canarischen.
„ 582, „ 19 „ unten „ oberem „ oberen.

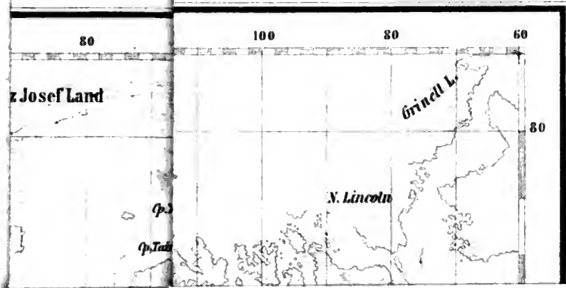
In Fig. 50 ist die Strecke für die Mitteltiefe des Britischen Randmeeres circa zu verdoppeln.

Tafel A.



120
100
80
60
80
Ganz unerforscht
Grinell L.
Kennedy C.
Ellesmere L.
Peabody B.
366
Prudhoe L.
350
Eis Cap
91
73
P. Patrick I.
Melville In.
Banks St.
172
North Devon
310
1188
Baffins

Tafel B.



Tafel C.

